



Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléokarts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain

Eglantine Husson

► **To cite this version:**

Eglantine Husson. Interaction géodynamique/karstification et modélisation géologique 3D des massifs carbonatés : Implication sur la distribution prévisionnelle de la karstification. Exemple des paléokarts crétacés à néogènes du Languedoc montpelliérain. Sciences de la Terre. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2013. Français. NNT : . tel-00936257

HAL Id: tel-00936257

<https://theses.hal.science/tel-00936257>

Submitted on 24 Jan 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par l'**Université Montpellier II**

Préparée au sein de l'école doctorale SIBAGHE
Et de l'unité de recherche *Géosciences Montpellier*

Spécialité : **Géosciences**

Présentée par **Eglantine Husson**

**Interaction géodynamique/karstification et
modélisation géologique 3D des massifs
carbonatés: Implication sur la distribution
prévisionnelle de la karstification**

**Exemple des paléokarsts crétacés à néogènes
du Languedoc montpellierain**

Soutenue le 13 décembre 2013 devant le jury composé de

M. Jean Marc LARDEAUX, Professeur, Université de Nice
M. Jean Yves REYNAUD, Professeur, Université de Lille
M. Michel LOPEZ, Professeur, Université Montpellier II
M. Philippe AUDRA, Polytech' Nice Sophia-Antipolis
M. Hubert CAMUS, CENOTE
Mme Nathalie DORFLIGER, BRGM
M. Renaud COUEFFE, BRGM
M. Michel SERANNE, CNRS, Université Montpellier II

Rapporteur
Rapporteur
Président
Examineur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur

A mes très chers parents...

*Imagination is more important than knowledge. For knowledge is limited, whereas imagination embraces
the entire world, stimulating progress, giving birth to evolution.*

Albert Einstein

*"Once you eliminate the impossible, whatever remains, no matter how improbable,
must be the truth"*

Sir Arthur Conan Doyle

Remerciements

Je tiens en tout premier lieu à remercier Michel Séranne, qui a été un directeur de thèse formidable à la fois sur le plan humain et scientifique. A son contact, j'ai pu découvrir les petites merveilles géologiques et historiques dont recèle la région. Avec lui, l'échange est toujours un plaisir, j'ai beaucoup appris, le tout toujours dans la bonne humeur. Il m'a un peu réconcilié avec le mot "rigueur", qui finalement n'est pas qu'un vilain mot de la langue française et peut s'avérer utile. Enfin, il m'a soutenue tout au long de ce travail et m'a accordée sa confiance, je lui suis extrêmement reconnaissante.

Je remercie sincèrement les membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'évaluer ce travail de thèse et d'être venus assister à la soutenance. Ce fut un grand moment! Certes un peu stressant, mais que j'ai en réalité fort apprécié. Merci à vous, donc!

Je remercie aussi tout particulièrement Pierre Jean Combes qui est à l'origine de mon sujet de stage de Master II, et qui m'a permis de faire mes premiers pas dans la recherche. Je le remercie aussi de m'avoir suivi avec autant de bienveillance durant ces trois ans et de m'avoir confiée "ses petits".

Merci à Hubert Camus d'avoir partagé une partie de son grand savoir sur le karst. Même si, parfois, ça va un peu trop vite pour moi, j'essaie de suivre. Merci aussi pour m'avoir introduit auprès de la communauté des karstologues.

Je remercie Marie José Fondécave-Wallez, Bernard Peybernès et Mihaela Dobrinescu qui sont à l'origine de toutes les datations présentes dans ce manuscrit. Merci pour leur participation et leur patience, la relecture du papier et leur gentillesse.

Un grand merci à l'équipe encadrante du BRGM avec qui j'ai eu beaucoup de plaisir à travailler. Je remercie Christophe Rigollet qui est à l'origine du contrat qui m'a liée au BRGM et a permis de financer une partie de ma thèse. Merci à Renaud Couëffé de s'être dévoué pour s'occuper de "mon cas"...un peu perdu dans les tuyaux du BRGM après le départ de Christophe Rigollet, et de s'être ainsi investi dans l'encadrement de cette thèse. Grâce à lui, j'ai pu profité des avantages BRGM au sein d'une équipe très attachante. Merci à Sandrine Grataloup pour son accueil chaleureux et les petits moments qu'on a partagés toutes les deux. Merci aussi à Laure Capar d'avoir passé un certain temps au téléphone avec moi sur ces histoires de "floating datum" et de "vitesse de stack" avant que je ne la rencontre. Enfin merci à mes deux "personal teachers" Gabriel Courrioux et Antonio Guillen qui ont tous les deux pris du temps pour m'expliquer les rouages du logiciel de modélisation géologique et ce, toujours avec enthousiasme et pédagogie. Merci aussi à Nathalie Dörfliger et à Pol Guennoc, d'avoir consacré un peu de leur précieux temps à suivre ce travail. Enfin, merci aussi à ceux qui m'ont sortie de ma chambre BRGM pour aller boire des canons en ville, je garde un très bon souvenir de mes quelques semaines passées à Orléans!

Retour à Montpellier où j'aimerais aussi remercier l'équipe Bassin de la grande famille GM et tout particulièrement Flavia Girard (je suis contente d'avoir retrouvé ma partenaire de pauses "cigarette"), Jean Jacques Cornée (notre bien aimé chef d'équipe), Philippe Munch (qui n'est pas dans l'équipe bassin, mais on fera comme ci...), Aurélien Gay, Michel Lopez, Roger Soliva, Christine Lauer-Leredde, Yann Leredde (pas vraiment dans l'équipe non plus, mais jamais très loin) et Suzanne Raynaud (encore mille merci pour ces délicieux croquants aux amandes). Merci à eux pour tous ces moments aussi bien scientifiques que de détente. C'est moi qui organise le prochain goûter au fond du couloir! Je n'oublie pas non plus Joëlle Lopez, Henri de La Boisse, Marie France Roch, Françoise Gill, Bernadette Marie, Franck Perdieu, Sylvie Raynaud, Johanna Lofi et bien d'autres, qui ont toujours le sourire et que j'aime à croiser dans les couloirs.

Je remercie vivement Mostfa Lejri, pour son aide dans l'utilisation du logiciel de restauration Dynel 2D (gracieusement mis à ma disposition par IGEOSS-Schlumberger), et pour ses solutions à mes incessants problèmes de licence.

Un grand merci à nos deux petites mains de fée de l'atelier de litholamellage Christophe Nevado et Doriane Delmas, qui ont fait un travail formidable sur toutes les lames minces des nombreux échantillons que je leur ai ramenés...moins nombreux en cette fin de thèse, car je l'avoue maintenant, scier les échantillons me fiche la trouille.

Merci à Jean Louis Poidevin pour m'avoir fait entrapercevoir une perspective aussi attractive qu'intéressante sur la reconnaissance et la signature des minéraux volcaniques dans les paléokarsts. J'espère que c'est le début de nouvelles aventures. Merci à Guilhem De Grully de m'avoir accueillie aussi chaleureusement et m'avoir servie de guide au sein de cette merveille du monde souterrain qu'est la Grotte des Demoiselles.

Je remercie les collègues et amis qui ont permis à ces trois années de ne pas être aussi dures qu'on le dit! En premier lieu le club des vieux clermontois qui m'ont soutenue de loin mais avec force petites attentions, un grand merci à Manouchka, Marcel, Lise, Sophie, et Jo; à la JAT: Nanou, Elsa, Coline, Zaza, Tom, Bastou, Flo, Clarou, Fanny et Ben (vivement la prochaine et que ce ne soit pas la dernière!). Aux anciens montpelliérains qui sont partis chercher leur thèse ailleurs (et parfois très très loin), Adrien et Clément. Aux actuels et futurs anciens montpelliérains avec qui j'ai partagé ces trois années presque au jour le jour: Tom et Cam, Ous, Greg, Damien et Marion et la belle brochette des doctorants GM (spéciale dédicace pour Manoune, qui a participé à la recherche du titre final du manuscrit). Merci aussi à Pepe et Chris pour leurs encouragements, les soirées jeu sur leur terrasse, et les moments passés au bout de la corde dans l'arrière pays montpelliérain. Et enfin un immense merci à Dimit pour m'avoir supportée et soutenue pendant ces trois années...

J'en oublie forcément...c'est le but des remerciements...mais merci à eux!

And the last but not the least...j'embrasse très fort ma famille et je les remercie pour leurs encouragements et leur soutien inconditionnel.



Le Pic Saint Loup sort de la brume matinale (vue de la Grotte des Demoiselles)

SOMMAIRE

Résumé et mots clefs	4
Abstract and key words	5

INTRODUCTION GENERALE

	7
1. Contexte et problématique de la thèse	9
1.1. Contexte socio-économique et enjeux	9
1.2. Problématiques et objectifs	10
2. Méthodes et données utilisées	11
3. Structuration du manuscrit	14

CHAPITRE I

CADRE GEODYNAMIQUE, SEDIMENTAIRE, ET STYLE STRUCTURAL DU LANGUEDOC

	17
1. L'orogénèse hercynienne et la structuration du socle	20
2. L'océan téthysien, histoire Mésozoïque du Trias au Néocomien	20
3. L'Isthme Durancien : formation du karst à bauxite	24
4. L'influence Pyrénéenne, de la fin du Crétacé à l'Eocène supérieur	25
5. Le rifting Oligo-Miocène et l'ouverture du Golf du Lion	26
6. Le Miocène : entre transgression burdigalienne et crise de salinité Messinienne	26
7. Histoire Plio-quaternaire : remplissage des rias messiniennes et variations glacio-eustatiques	29
8. Synthèse	29

CHAPITRE IICARACTERISATION GEOLOGIQUE DES EPISODES SUCCESSIFS DE KARSTIFICATION PAR L'ETUDE DU
REMPLISSAGE

	33
1. Introduction	35
2. Quelques définitions sur les karsts, paléokarsts et niveaux de base	37
2.1. La genèse du karst	37
2.2. L'organisation karstique dans l'espace et le temps	42
3. Le paléokarst des bauxites	47
3.1. Introduction	47
3.2. faciès, datation et répartition	48
3.2.1. Faciès, typologie et datation des bauxites karstiques du Languedoc	48
3.2.2. Répartition des bauxites et discussion	55
3.3. Causes: géodynamique	63
3.4. Organisation du niveau de base et karstification au "Crétacé moyen"	66
4. Le paléokarst à remplissage marin paléocène	68

4.1. Introduction	68
4.2. Quantification des variations du niveau de base (<i>Publication</i>)	69
4.3. Typologie du karst fossilisée par la transgression marine paléocène en Languedoc	87
4.4. Extension dans le temps et l'espace	94
4.4.1. Nouvelles datations par nannofossiles en Languedoc	94
4.4.2. Nouvelles datations par foraminifères en Provence	95
4.4.3. Paléogéographie générale	96
5. Le paléokarst à remplissage cévenol miocène	107
5.1. Faciès et paysage karstiques	107
5.2. Datation et chronologie relative	114
5.3. Variation du niveau de base	116
5.4. Causes: géodynamique	122
6. Synthèse	124

CHAPITRE III

CARACTERISATION GEOMETRIQUE DU SOUS-SOL LANGUEDOCIEN

	129
1. Introduction	131
2. Interprétation géologique des profils sismiques du Languedoc	131
2.1. Méthode d'interprétation et de migration	133
2.2. Interprétation	136
2.2.1. Séquences sismiques	136
2.2.2. Zone Nord montpelliéraine	140
2.2.3. Zone du bassin de l'Hérault	152
3. Construction du "schéma conceptuel" et discussion	160
3.1. Partie Nord montpelliéraine	160
3.2. Zone du bassin de l'Hérault	162
3.3. Partie Sud du chevauchement de Montpellier	166
3.4. Schéma structural conceptuel pour la modélisation 3D	173
4. Construction du modèle 3D (approche structurale & modélisation)	175
4.1 Les données d'entrées	177
4.1.1. Les données cartographiques et la pile stratigraphique	178
4.1.2. Les données de forages pétroliers et BSS	183
4.1.3. Les coupes sismiques	183
4.1.4. Les points de contraintes arbitraires	185
4.2. Les limites du modèle	187
4.2.1. Les failles	187
4.2.2. Les variations d'épaisseurs et érosion différentielle	189
4.2.3. La pile stratigraphique définitive	191
4.3. L'apport d'un modèle 3D	192
4.3.1. Construction du modèle : de la 2D à la 3D	192

4.3.2. Rétroaction sur la 2D : de la 3D à la 2D	196
4.4. L'inversion gravimétrique du modèle	197
4.4.1. Construction du modèle gravimétrique	198
4.4.1.1. Les données gravimétriques	198
4.4.1.2. Mesures de densités	199
4.4.1.3. Calcul du problème direct	203
4.4.2. L'inversion gravimétrique ou problème inverse	205
 <u>CHAPITRE IV</u>	
DISTRIBUTION DE LA KARSTIFICATION AU COURS DU TEMPS : PRINCIPES METHODOLOGIQUES ET APPLICATION A LA ZONE D'ETUDE	
	215
1. Introduction	217
2. Reconstitution cinématique des coupes extraites du modèle 3D (approche géodynamique & modélisation)	217
2.1. La restauration tectonique	218
2.1.1. La méthode de restauration sous le logiciel Dynel 2D	218
2.1.2 Exemple de restauration : coupes extraites du modèle 3D	226
2.2. Les plus et les moins de la restauration tectonique sous Dynel 2D	241
3. Le niveau de base dans le temps et l'espace 2D	242
4. Niveau de base et karstification en 3D: Exemple du messinien	247
5. Application pour l'évaluation de la ressource en eau	260
 <u>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES</u>	
	267
1. Rappel des objectifs	269
2. Synthèse des résultats	270
3. Perspectives	274
 <u>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</u>	
	277
 <u>ANNEXES</u>	
	299
Annexe 1: tableau des forages pétroliers utilisés	301
Annexe 2: modèle 3D des écorchés de chaque formation modélisée	304
Annexe 3: tableau des mesures de densité pour la calcul de l'inversion gravimétriques	313
Annexe 4: tableau recensant les karsts profonds de la région	315

RESUME

Cette étude s'inscrit dans un contexte de demande croissante en ressources en eau, conduisant à mieux contraindre et estimer la distribution des aquifères karstifiés qui représentent une ressource importante, notamment sur le pourtour méditerranéen. Le but de ce travail est d'élaborer une méthode prédictive de la distribution de la karstification et de l'épaisseur de massifs carbonatés karstifiés, notamment pour les karsts profonds. La méthodologie est développée à partir de l'étude des karsts de la plateforme carbonatée téthysienne du Languedoc montpelliérain; région qui a subi une histoire tectonique complexe et polyphasée, entraînant des phases de karstification successives. Elle est basée sur la compréhension des relations entre eustatisme, géodynamique et niveau de base, enregistrées par les paléokarsts de la région.

Le remplissage sédimentaire des paléokarsts permet d'identifier les épisodes de karstification et de les dater ; c'est un marqueur des variations -que l'on cherche à quantifier- du niveau de base local responsable de la formation et du comblement des karsts. On analyse 3 paléokarsts d'extension régionale dont on peut étudier : le remplissage karstique, la distribution le long de profils amont-aval et l'extension verticale indicatrice de l'amplitude de l'abaissement du niveau de base dont il est issu. On en déduit les causes géodynamiques à l'origine de leur formation:

- Le « paléokarst des bauxites » à remplissage caractéristique, résulte de l'évolution en 2 phases de « l'Isthme Durancien » : altération bauxitique de la couverture néocomienne sur le sud du Massif Central, liée à une inversion au Barrémien, suivi d'une surrection $\geq 1600\text{m}$ à l'Aptien-Albien, causant l'érosion des altérites en amont et le dépôt des bauxites détritiques en aval.
- Le « paléokarst à remplissage marin paléocène inférieur » indique des variations du niveau de base local $\geq 350\text{m}$ dans la zone amont sud-cévenole. On propose que ces variations de niveau de base d'amplitude très supérieures aux variations eustatiques et dans une zone faiblement déformée, résultent d'assèchements et d'envasements d'un bassin endoréique à seuil.
- Le « paléokarst à remplissage détritique d'origine cévenole », enregistre la chute du niveau de base au Serravalien-Tortonien, qui se traduit par l'incision de canyons dans l'arrière-pays de la marge du Golfe du Lion. On détermine une surrection de plus de 400 mètres à l'amont, près de 250m dans les blocs faillés intermédiaires et quelques dizaines de mètres dans la zone aval.

En parallèle, on établit la géométrie et la distribution actuelles des massifs carbonatés dans la zone d'étude (y compris sous couverture), en construisant un modèle géologique 3D, des Cévennes à la Méditerranée. On intègre les données de sismique réflexion, de forages et les données gravimétriques. La restauration tectonique séquentielle d'une coupe Nord-Sud extraite du modèle géologique permet d'appréhender la position des paléo-niveaux de base par rapport aux massifs carbonatés, pour chaque époque de karstification. On déduit l'organisation 3D des paléo-écoulements à travers la géométrie complexe des massifs carbonatés languedociens, notamment pendant l'évènement messinien.

En terme d'évaluation de la ressource en eau, on déduit que:

- Les surrections de l'arrière-pays (Crétacé « moyen », Miocène) produisent des karsts de grande amplitude, mais ne constituent pas de réservoirs significatifs.
- La karstification à l'origine de réservoirs exploitables importants et profonds est créée par l'assèchement de bassins endoréiques, qui ont affecté la région au Paléocène inférieur et au Messinien .
- Ces deux évènements sont à l'origine de deux principaux réservoirs karstiques profonds qui ont une signature gravimétrique : **(1)** En amont du chevauchement de Montpellier, entre le Pic Saint Loup, la faille des Matelles et le bassin de l'Hérault, le karst profond se développe sur une épaisseur atteignant 900m, et est attribuée à l'évènement du Paléocène. **(2)** Au Sud du chevauchement de Montpellier les karsts côtiers s'étendent jusqu'à plus de 10 km au large, scellés par une épaisse couverture Miocène et Plio-Quaternaire, et résultent de l'évènement Messinien.

Mots clefs: paléokarsts, remplissage sédimentaire karstique, niveau de base, géodynamique, endoréisme, modélisation géologique, restauration tectonique, réservoirs karstiques.

ABSTRACT

The present study addresses the question of increasing need in water supply. One line of research consists in investigating karst aquifers that represent significant water supplies for the areas around the Mediterranean.

This work aims at developing a methodology of predictive evaluation of karst distribution and karst thickness within the carbonate massifs. It is based on the study of the Tethysian carbonate platform from the area of Montpellier, South of France. This area underwent a polyphased, complex, tectonic evolution, involving successive karst forming events. The approach is based on the relationships between eustacy and geodynamics, on one hand, and base-level variation recorded within palaeokarsts, on the other hand. Sedimentary fill of palaeokarsts allows to identify distinct karstification phases and sometimes to date them. It is a marker of base-level variations, which we attempt to quantify, that is responsible for karst formation and karst filling and sealing.

For three palaeokarsts of regional extent, we analyze : karst sedimentary-fill, the distribution along upstream-downstream profile, the vertical extension of palaeokarsts, indicative of the base-level lowering.

- The « Bauxite palaeokarst » results from the two-stage evolution of the « Isthme Durancien » : i) Bauxitic weathering of the Neocomian cover over the southern Massif Central , related to an inversion during Barremian ; ii) ≥ 1600 m uplift and exhumation during Aptian-Albian, inducing erosion of alterites, upstream, and deposition of detrital bauxites, downstream.
- The « Early Paleocene palaeokarsts with marine sedimentary-fill » indicate base level variations of more than 350m in the upstream area. It is suggested here that such base-level variations, exceeding eustacy and recorded in tabular undeformed series, result from desiccation-flooding events in an endoreic silled basin.
- The « Miocene palaeokarst with Cevennes-sourced sediment-fill » records a Serravalian-Tortonian base-level drop, depicted by canyon incision in the hinterland of the Gulf of Lion Margin. Uplift values of ≥ 400 m upstream, about 250m in an intermediate area and 10's of m downstream, are measured.

The present 3D geometry and distribution of carbonate massifs (exposed and covered) are modeled in the study area, from the Cevennes to the Mediterranean. The 3D geological model integrates seismic reflection, borehole and gravimetric data. Tectonic restoration of a N-S section, extracted from the 3D model, allows to reconstruct paleo-base-levels with respect with the carbonate massifs, at different stages of deformation and successive phases of karstification. The 3D paleo-flows through carbonates across the study area, are thus constrained, especially during the Messinian desiccation stage.

Application of the results to hydrogeology leads to the following :

- Uplift of upstream hinterland (Cretaceous, Miocene) produces large amplitude karsts, but they do not make significant reservoirs.
- Karstification responsible for the development of important and deep karst reservoirs is related to desiccation of endoreic basins (early Paleocene and Messinian).
- These two events have produced two main deep karst reservoirs, with a gravimetric signature : **(1)** Upstream of Montpellier Thrust, between Pic St Loup, Les Matelles Fault and Hérault Basin, a deep karsts developed over 900m thickness in the Malm limestone, during Paleocene. **(2)** Downstream (south) of Montpellier Thrust, the coastal karsts extend offshore over more than 10km, they are sealed by a thick Miocene to Quaternary cover, and they result from the Messinian event.

Key words: paleokarsts, sedimentary karstic filling, base level, geodynamics, geological modelling, tectonic restoration, karstic reservoirs.

INTRODUCTION GENERALE



Vue du Mont Méjan (Zone de Ganges) sur les Gorges du Taurac et le Pic Saint Loup

1. CONTEXTE ET PROBLEMATIQUE DE LA THESE

1.1. CONTEXTE SOCIOECONOMIQUE ET ENJEUX

La population des pays riverains de la Méditerranée a crû fortement de 1970 à 2000 (dernières données d'ensemble dont on dispose, réalisées dans le cadre du projet "Plan Bleu", programme méditerranéen des nations unies pour l'environnement), de 50% en trente ans au total dont 14% pour les pays de la Rive Nord et de 101% pour les rives Sud et Est. Cette importante croissance entraîne deux phénomènes consécutifs: l'urbanisation et la littoralisation, qui s'effectuent en grande partie dans les grandes villes. De plus, ces phénomènes sont accentués par le tourisme : sur 2,7% des terres émergées, le bassin versant méditerranéen concentre 31% du tourisme mondial. Ce tourisme est malheureusement saisonnier et essentiellement balnéaire, et coïncide donc avec la période d'étiage.

Les travaux de cette thèse s'inscrivent dans un contexte où la pression démographique augmente sur les littoraux (Margat, 2004), posant alors le problème de la gestion de la ressource en eau et sa préservation (BGR/UNESCO, 2008).(fig 1).

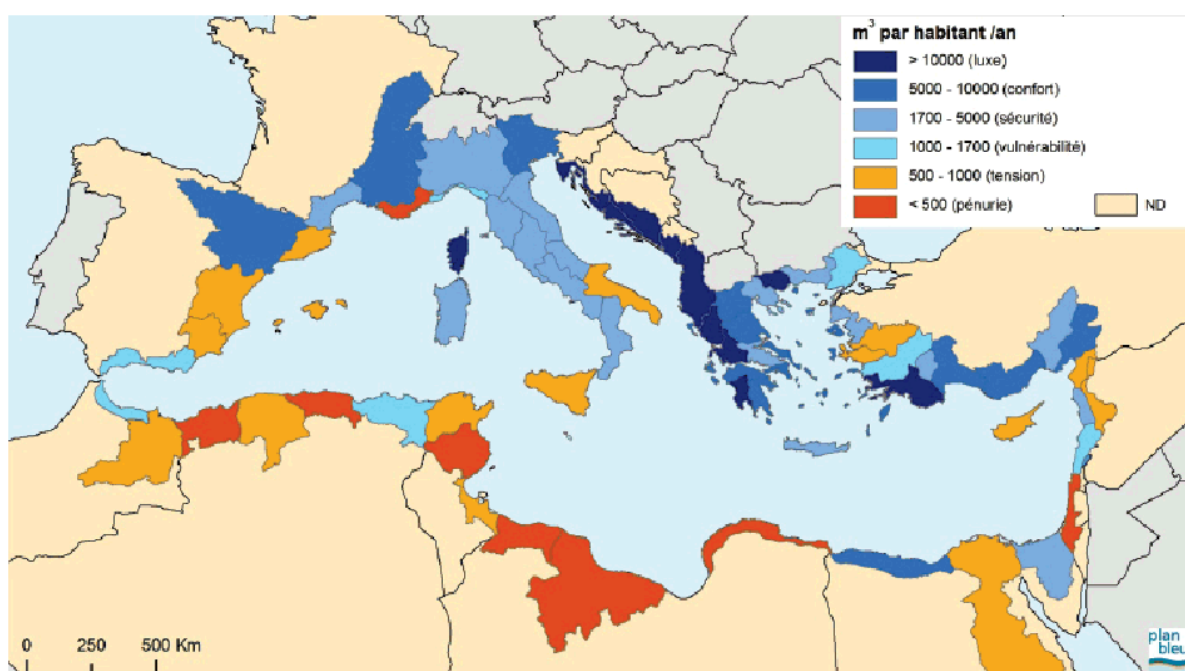


Figure 1: Ressources en eau naturelle renouvelables par habitant dans les différents bassins élémentaires méditerranéens (entre 1995-2005). Source : Plan bleu 2002

Concernant la région périméditerranéenne, une part significative de cette ressource en eau se situe dans les ensembles carbonatés karstifiés, déjà soumis à exploitation. Mais les besoins croissants exigent de contraindre au mieux la répartition de ces réservoirs ainsi que leur état de karstification, notamment pour les karsts profonds, potentielles ressources supplémentaires non négligeables.

Il existe déjà de nombreux travaux effectués sur le karst, en terme de traçabilité (Gèze 1957; Mangin, 1975, Goldscheider & Drew, 2007), caractérisation des écoulements (Mangin, 1970, Bakalowicz, 1977, Mangin, 1971, Mangin, 1975), protection du domaine karstique (Dörfliger & Plagnes, 2009; Bakalowicz & Ricard, 1994), recharge de la ressource (Ayraud, 2005), gestion (Crochet & Marsaud, 1996; Crochet, 2001, Bakalowicz, 1999). Une nouvelle voie semble se dessiner, en essayant d'aborder le karst avec une approche géologique tenant compte des épisodes successifs de

karstification (Camus, 2001; Mocochain, 2007; Dörflinger et al, 2008; Tassy, 2012; Fournillon, 2013). Ce travail s'inscrit dans cette continuité.

1.2. PROBLEMATIQUES & OBJECTIFS

La Méditerranée possède de nombreux bassins versants carbonatés (fig 2). Sur la rive nord-ouest, ces domaines calcaires sont surtout hérités de la période téthysienne (Lias à Néocomien) pendant laquelle s'est développée une épaisse plateforme carbonatée. Celle-ci a ensuite été le siège de bouleversements tectoniques importants (subsidence, soulèvement, plissement, coulissages...) qui ont morcelé les massifs et façonné le paysage calcaire, en créant une profonde karstification au sein des massifs émergés.

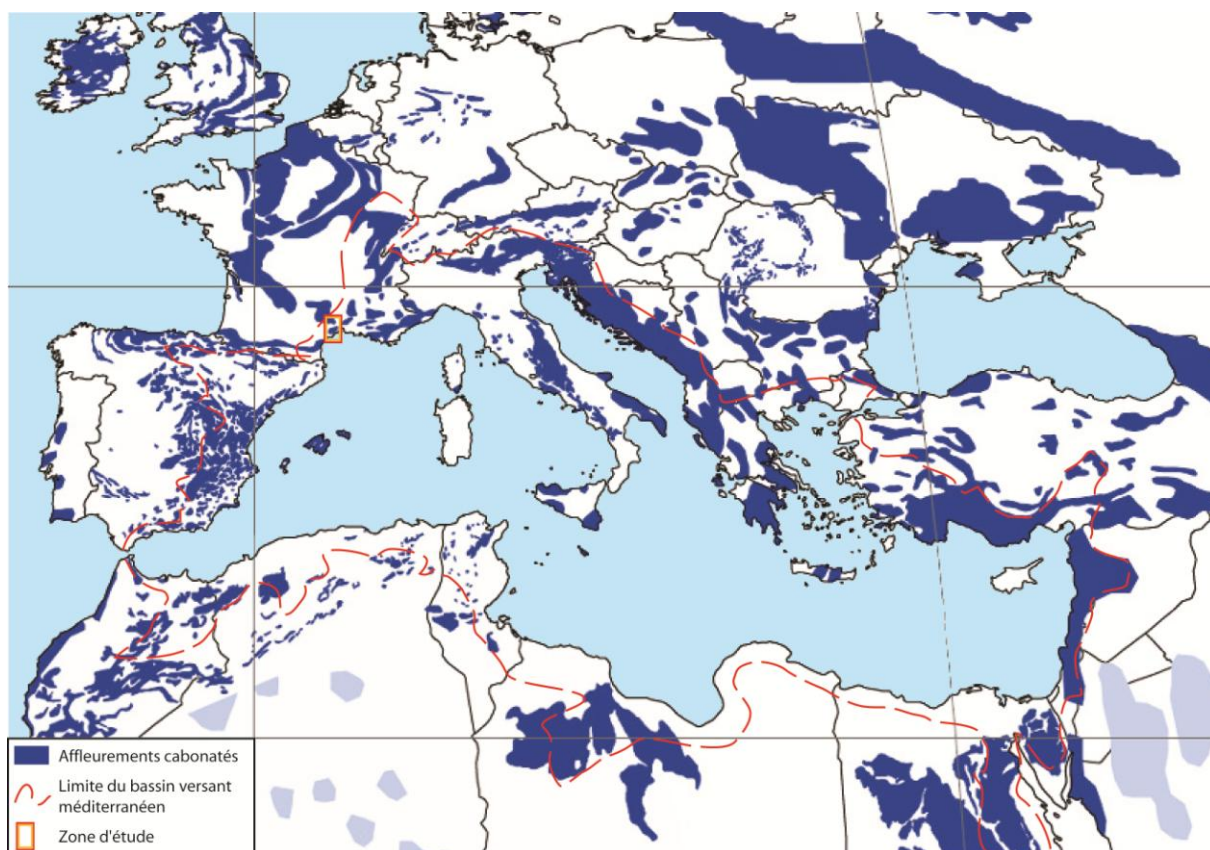


Figure 2 : Situation de la zone d'étude de cette thèse dans le cadre des affleurements carbonatés du pourtour méditerranéen (modifié d'après Williams & Yin, 2010).

L'objectif principal de cette thèse est de comprendre les relations entre eustatisme, géodynamique et niveau de base dans les domaines karstifiés. On étudie les processus d'enregistrement de la géodynamique (tectonique, surrection, subsidence à l'échelle locale ou bien aux limites de la région étudiée) dans les massifs carbonatés soumis à des déformations polyphasées et affectés de (paléo-)karstifications, afin de :

- mieux contraindre la géodynamique de la région étudiée, grâce aux informations géologiques contenues dans les paléokarsts,
- prédire la distribution et l'état de karstification actuel des massifs carbonatés, qu'ils soient affleurants ou sous couverture, donnant lieu à des applications en terme de réservoirs.

Au delà de cet objectif général, on peut distinguer deux axes de recherche développés dans cette thèse. Le premier, scientifique et fondamental, consiste à quantifier les variations du niveau de

base au cours du temps, enregistrées au sein des paléokarsts lors de leur formation et de leur comblement, et ainsi de mieux contraindre la géodynamique qu'a subie la région. Le deuxième axe de recherche, plus appliqué, a pour but de caractériser et positionner les massifs carbonatés karstifiés concernant notamment les karsts sous couverture. La méthodologie développée ici doit permettre d'estimer et d'appréhender la position et la nature de tout type de réservoirs karstiques (ressources en eau, potentiel géothermique et hydrocarbures) potentiellement exploitable sur le pourtour méditerranéen.

Cette méthodologie est développée en Languedoc pour plusieurs raisons (fig 2).

- Premièrement, la région du Languedoc correspond à une aire géographique où les ensembles carbonatés karstifiés sont prédominants.
- Deuxièmement, au cours de son évolution, cette région a subi une séquence d'événements de karstification induits par une diversité de causes géologiques. En effet, depuis le dépôt de la plateforme carbonatée téthysienne, la zone a été affectée par une tectonique de couverture intense et polyphasée provoquant d'importants mouvements verticaux responsables de plusieurs épisodes de karstification importants.
- Troisièmement, la géologie de la région du Languedoc montpelliérain est étudiée depuis longtemps et il existe de nombreuses données disponibles en surfaces (cartes géologiques BRGM) et en profondeur (profils de sismique réflexion, forages, données gravimétriques), qui nous permettent d'appréhender les structures géologiques et la géométrie des massifs carbonatés.

2. METHODES ET DONNEES

La méthodologie adoptée peut être divisée en 5 étapes décrites ci-après et représentée schématiquement sur la figure 3.

Étape 1: La caractérisation géologique des épisodes successifs de karstification

L'objectif de cette étape est de caractériser sur le terrain les différents paléokarsts successifs, d'essayer d'identifier les paléo-surfaces correspondantes, de quantifier les variations du niveau de base responsables de leur formation et de reconstruire les profils amont-aval pour chaque époque de karstification.

Dans cette partie, l'analyse de terrain est primordiale, permettant l'étude géomorphologique et cartographique des paléo-surfaces karstiques, ainsi qu'un échantillonnage des différents types de remplissages paléokarstiques afin de déterminer leur faciès et leur âge. Les points GPS correspondant aux données karstologiques récoltées sur le terrain sont ensuite compilées sous SIG.

Étape 2: La caractérisation géométrique du sous-sol languedocien

En parallèle avec l'étape 1, l'objectif de cette deuxième étape est de construire un modèle géologique 3D, afin d'obtenir la géométrie des bassins en profondeur et pouvoir situer les massifs carbonatés dans leur position actuelle (affleurant et sous couverture). Les données utilisées dans cette partie ont été fournies par le BRGM; il s'agit de profils de sismique réflexion du Languedoc, de forages pétroliers, de sondages extraits de la Banque de données du sous-sol (BSS), ainsi que d'un set de données gravimétriques provenant du BGI (Banque de données Gravimétrique Internationale).

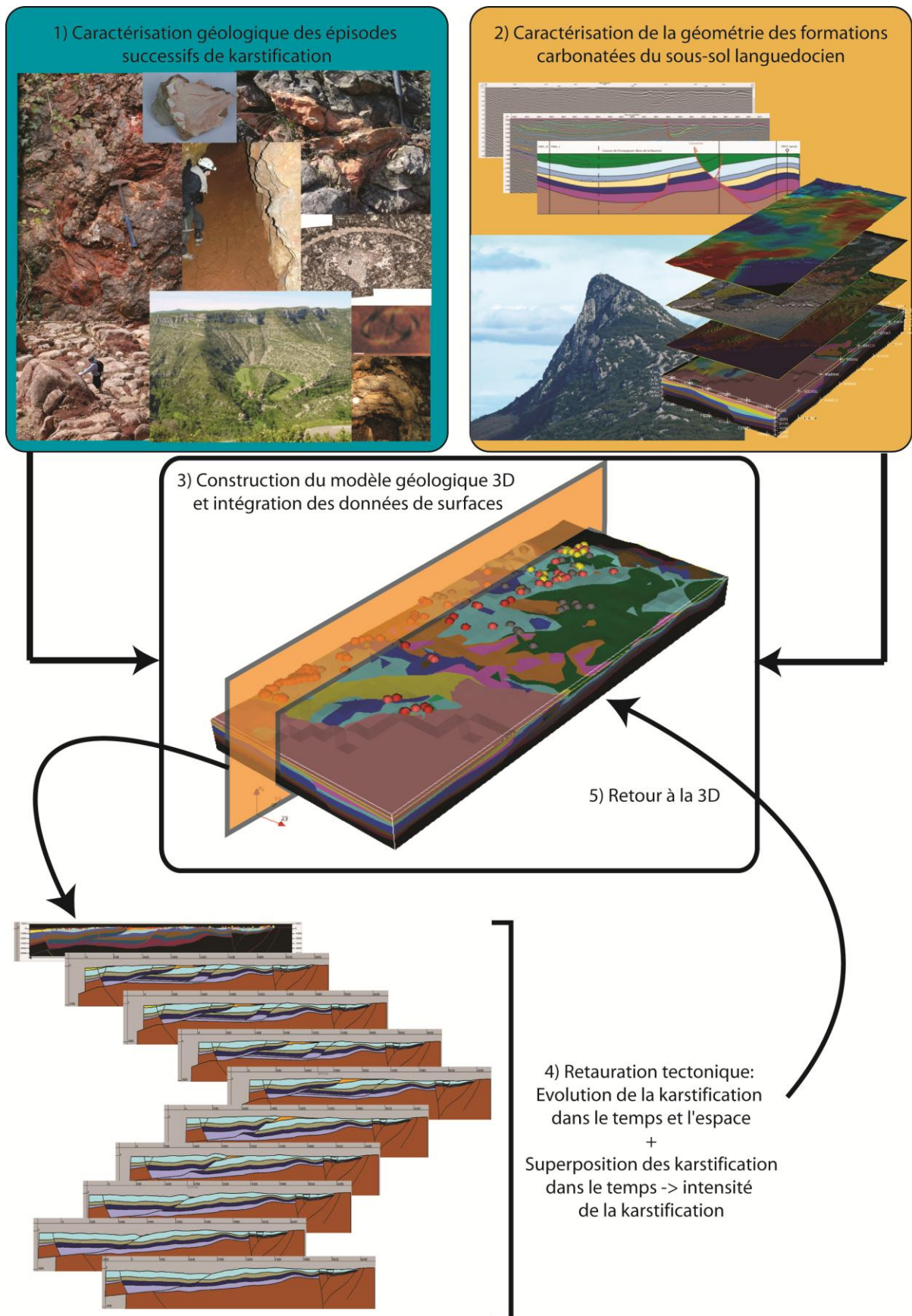


Figure 3: Représentation schématique de la méthodologie suivie au cours de ce travail, suivant les 5 étapes détaillées dans le texte.

Les profils de sismique réflexion proviennent des campagnes Hérault H-83, H84, et H85, acquis par Total respectivement en 1983, 1984 et 1985. Ces profils ont subi des retraitements par le BRGM,

dans le cadre des projets "CG34" en 2004 et "Karsts sous couverture" en 2007. Ces données géophysiques ont permis une réinterprétation de la zone d'étude qui a ensuite servi à la construction d'un modèle géologique 3D sous le logiciel GeoModeller développé par le BRGM et la société australienne Intrepid Geophysics.

Un autre ensemble de données de sismique réflexion au niveau de la côte de Maguelone et sur la marge du Golfe du Lion a été utilisé pour contraindre le continuum terre-mer des massifs carbonatés, et l'impact de la crise Messinienne en amont de cette zone littorale. Ces profils concernent la campagne LMR96 et SW84, mis à disposition du laboratoire dans le cadre du projet "Action Marge". Les profils de la campagne LMR96 qui sont issues d'une campagne de prospection pétrolière menée par TOTAL FINA ELF en 1996 dans une zone s'étendant du Petit Rhône à la frontière espagnole.

Étape 3: La restauration tectonique

Après le report des données paléokarstiques dans le modèle 3D, le but de cette étape est d'extraire une coupe représentative qui illustre l'ensemble des déformations affectant la zone d'étude. Cette coupe est restaurée de manière à reconstituer cinématiquement les déformations successives des massifs carbonatés, afin de pouvoir remonter jusqu'à chaque étape de karstification et d'avoir la position des données de "connaissances karstiques" dans leur contexte de formation originelle. Leur répartition au sein de la coupe, permet d'extrapoler le niveau de base dans les zones moins contraintes, et ainsi d'évaluer le potentiel de karstification tout au long de la coupe à chaque étape de karstification. Lors de la restauration, la coupe extraite du modèle géologique 3D est restaurée sous le logiciel Dynel 2D développé par IGEOSS-Schlumberger.

Étape 4: L'évolution de la karstification dans le temps et l'espace

A la suite de la restauration tectonique, on obtient donc l'évolution du niveau de base sur une coupe depuis l'actuel jusqu'aux premières déformations qu'a subi la plateforme carbonatée. Cela nous permet, dans un premier temps, d'en déduire l'épaisseur minimum karstifiée par épisode de karstification. Et dans un second temps, en superposant les karstifications successives, on pourra évaluer l'intensité de la karstification ainsi que les périodes et les zones favorables au décolmatage et au ré-emprunt d'anciens réseaux.

Étape 5 : Intégration des paléo-écoulements dans le modèle géologique 3D restauré

On analyse les paléo-écoulements potentiels déduits de l'évolution de la position du niveau de base, en fonction du géomodèle restauré, sur l'ensemble de la région. Pour cela, il faut restaurer l'ensemble du modèle géologique 3D. Par faute de temps, cet aspect n'a pas pu être abordé et le travail de restauration effectué ne s'est fait qu'en 2D. En revanche, cette simulation de paléo-écoulements en 3D peut être approchée pour une période de karstification ne nécessitant pas (ou très peu) de restauration tectonique. Nous avons donc commencé à ébaucher cette approche en 3D sur le cas de la karstification résultant de la crise messinienne.

3. STRUCTURATION DES CHAPITRES

Le fil directeur et la finalité de cette thèse -élaboration d'une méthode prédictive permettant d'estimer la distribution et l'état des massifs karstifiés en Languedoc, notamment pour les karsts profonds- dirigent la rédaction et le plan de ce mémoire. Les chapitres correspondent donc aux différentes étapes de la méthodologie.

Le premier chapitre présente une synthèse régionale des grands épisodes géodynamiques qui ont affecté la région après le dépôt de la plateforme carbonatée téthysienne. Les principaux épisodes de karstification sont replacés dans le cadre tectonique et géodynamique.

Le deuxième chapitre présente des données karstologiques acquises à l'affleurement. Ce chapitre commence par resituer les notions de karstologie dans le contexte de l'étude et permet de définir les termes techniques que nous rencontrerons tout au long du manuscrit. Ensuite trois paléokarsts de la région sont présentés. Pour chacun d'entre eux, on décrit le faciès des sédiments qui les comblent, ainsi que les éléments distinctifs qui permettent leur identification et leur datation. Puis une réflexion est menée sur la quantification des variations du niveau de base responsables de leur formation et les facteurs ayant induit ces variations.

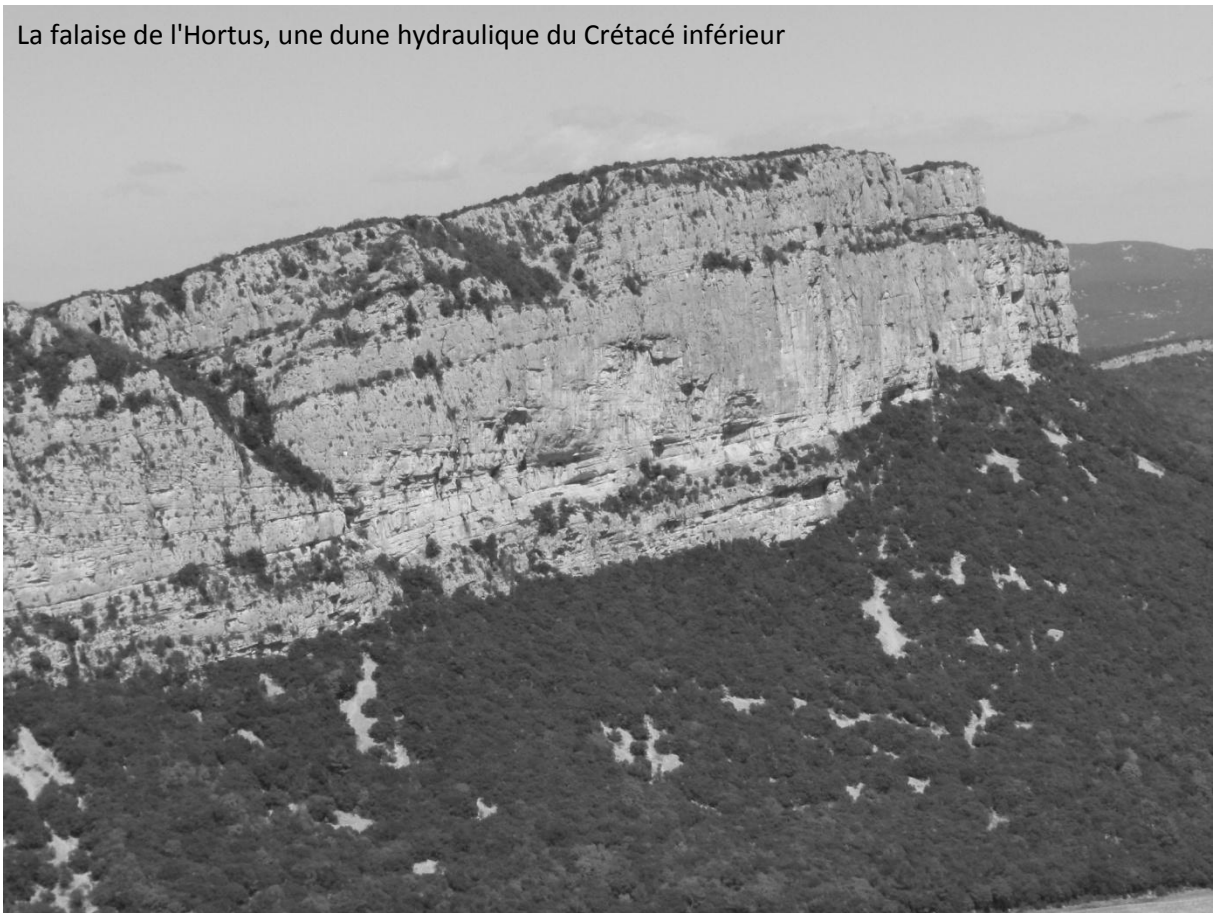
Le troisième chapitre concerne la position et la géométrie en profondeur des massifs carbonatés du sous-sol languedocien. Les profils de sismique réflexion retraités de l'Hérault sont réinterprétés en distinguant les formations carbonatées karstifiables des formations imperméables non karstifiables. Une fois migrés en profondeur, ces profils sont intégrés sous forme de coupes sismiques au modèle géologique 3D et servent de base, en association avec les données de forage et les cartes géologiques, à la construction de ce modèle. Les données gravimétriques, permettent de confronter le modèle géologique au champ gravimétrique afin de vérifier sa cohérence géométrique.

Le quatrième chapitre rassemble les informations karstiques de surface traitées dans le deuxième chapitre et la géométrie des massifs carbonatés modélisée dans le troisième chapitre afin de reconstruire l'évolution du niveau de base dans le temps et l'espace. Cette reconstitution se fait par l'intermédiaire de la restauration tectonique d'une coupe extraite du modèle géologique à titre d'exemple méthodologique. A partir de cette coupe, nous discutons des méthodes de restauration et d'interpolation du niveau de base. La quantification des épaisseurs successives de karstification est faite sur cette coupe pour chaque grande étape de karstification. Enfin on aborde de manière préliminaire une réflexion sur l'organisation des paléo-écoulements en trois dimensions, ne nécessitant pas de restauration tectonique. A ce titre, nous nous servons de l'exemple messinien.

Les **conclusions et perspectives** constituent la dernière partie du mémoire. Elle synthétise les résultats présentés lors de ce manuscrit et propose les pistes de recherche à développer afin d'approfondir ce travail.

CHAPITRE I: CADRE GEODYNAMIQUE, SEDIMENTAIRE, ET STYLE STRUCTURAL DU LANGUEDOC

La falaise de l'Hortus, une dune hydraulique du Crétacé inférieur



1. L'OROGENESE HERCYNIENNE ET LA STRUCTURATION DU SOCLE

Le socle de la région est composé de roches paléozoïques métamorphiques qui ont été déformées pendant l'orogénèse varisque (ou hercynienne) du Dévonien au Carbonifère inférieur. Ces roches se trouvent actuellement à l'affleurement au Nord et Nord Ouest de la zone d'étude et composent les terrains du Massif Central, des Cévennes et de la Montagne Noire (fig 1.1). Au Sud, on les rencontre par forage à terre et en mer, sous une épaisse couche de sédiments mésozoïques et/ou tertiaires. Au tardi-hercynien, l'effondrement de la chaîne varisque provoque de grands décrochements (Arthaud & Matte, 1975; 1977) et failles normales qui affectent des roches métamorphiques et permettent le dépôt de bassins sédimentaires permien et carbonifères (Echtler & Malavielle, 1990), qu'on retrouve aujourd'hui à l'affleurement dans le bassin de Lodève. Ces grands décrochements tardi-hercyniens de direction E-W, NE-SW, NNW-SSE (fig 1.2), jouent un rôle majeur dans la structuration des déformations postérieures car ils introduisent dans la croûte des discontinuités réempruntées et réutilisées à différentes époques et limitent les domaines sédimentaires (Arthaud et al., 1980/1981; Arthaud & Séguret, 1981).

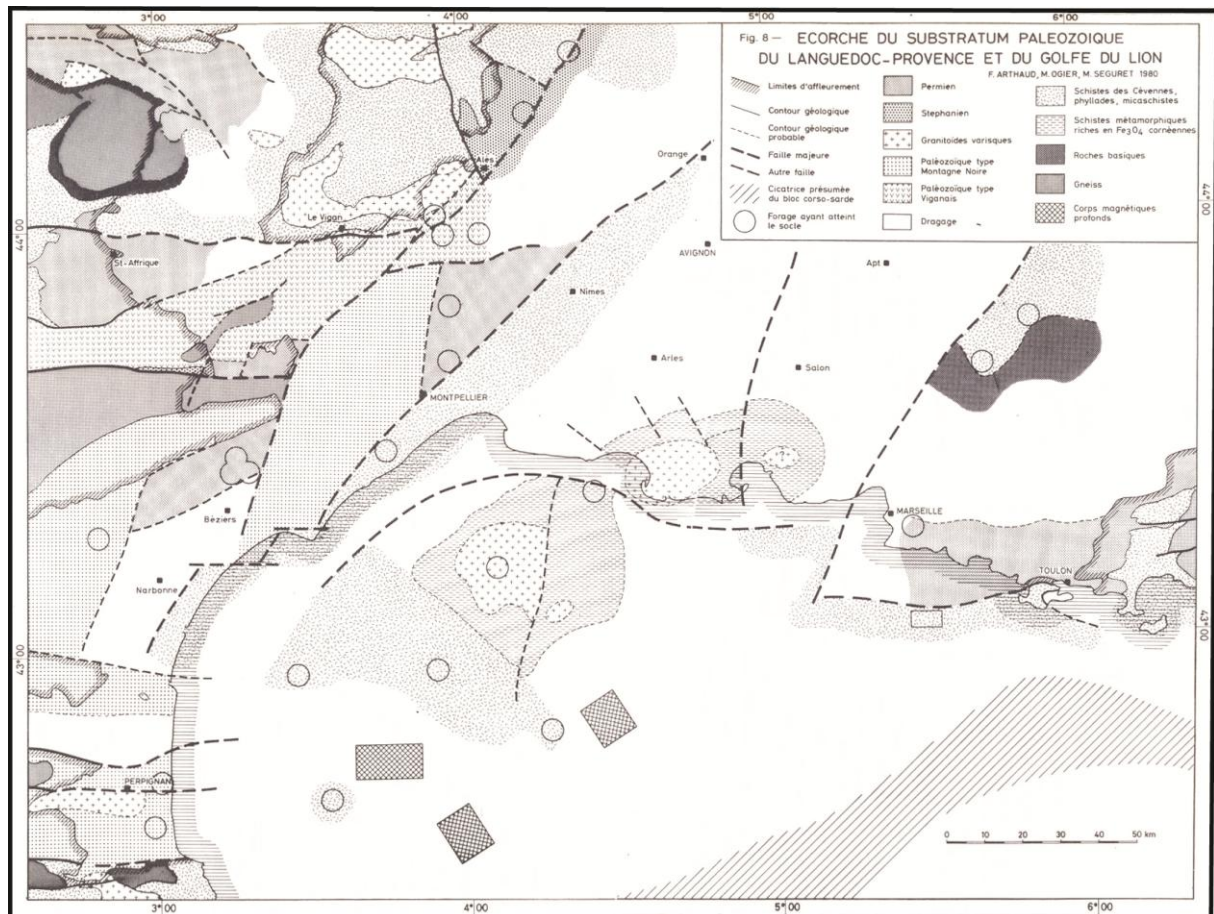


Figure 1.2 : Ecorché du substratum paléozoïque du Languedoc-Provence et du Golfe du Lion (Arthaud et Séguret, 1980-81).

2. L'OCEAN TETHYSIEN, HISTOIRE MESOZOÏQUE DU TRIAS AU NEOCOMIEN

Suite à la phase de distension tardi-hercynienne, le bassin mésozoïque du Sud Est de la France se développe entre le Trias et le Crétacé et constitue un segment de la marge européenne de la Téthys (fig 1.3).

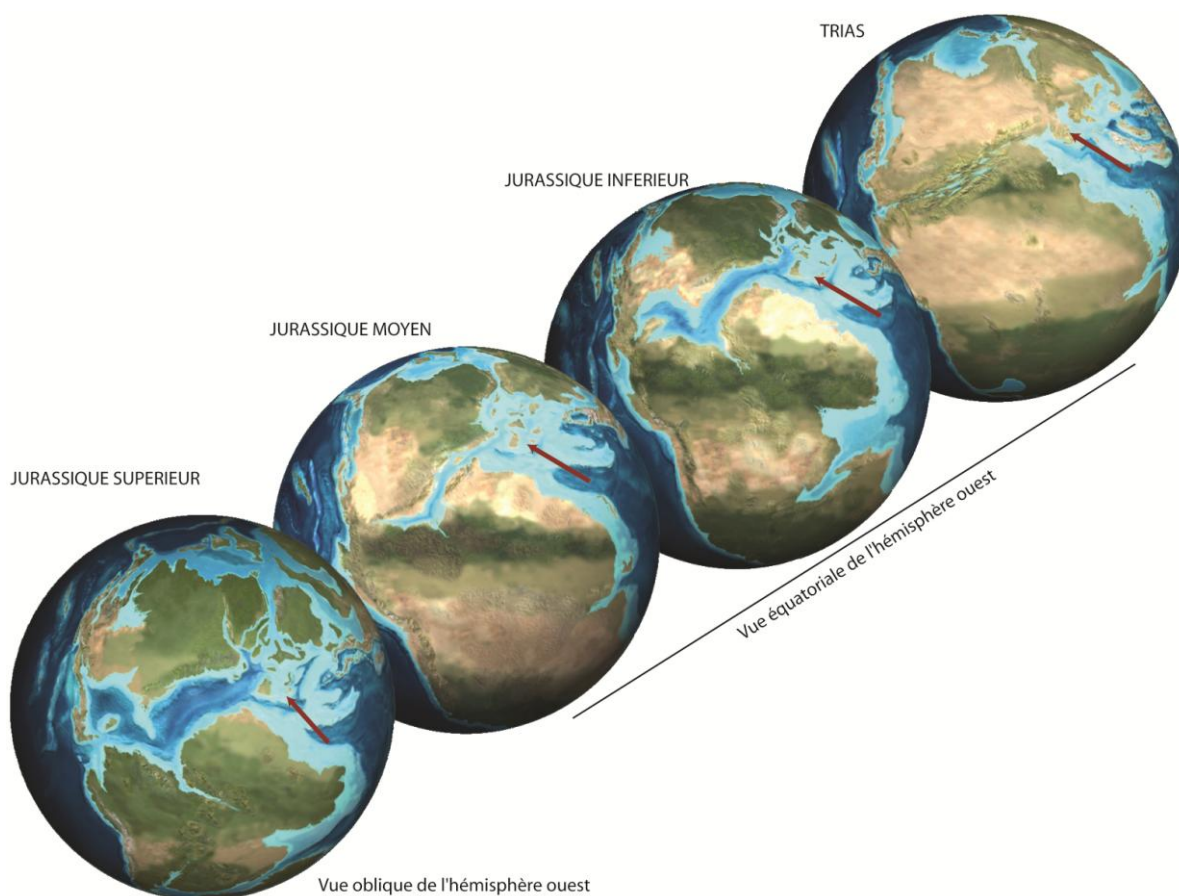


Figure 1.3 : Paléo-globes retraçant l'évolution de la marge européenne téthysienne depuis le Trias jusqu'au Jurassique supérieur, replacée dans le contexte géologique mondial, d'après Ron Blakey and Colorado Plateau Geosystems, INC. La flèche rouge indique approximativement la position du bassin du Sud-Est.

De manière plus locale, en Languedoc, ce bassin se met en place sur un socle érodé, affecté par de grandes failles normales qui contrôlent la sédimentation. Ce bassin présente une forme triangulaire limitée par le Seuil Cévenol à l'ouest, le seuil durancien NS à l'Est, et au Sud par une zone émergée d'axe EW, appelée zone haute méridionale (Baudrimont & Dubois, 1977, fig 1.4).

La sédimentation mésozoïque, qui débute par une transgression majeure est contrôlée par les principales failles de la région, notamment la faille des Cévennes et la failles de Nîmes, ainsi que par l'eustatisme. La transgression triasique permet une reprise de la sédimentation sur un socle pénéplané au Trias moyen et supérieur. Ces terrains triasiques caractérisent une transition continental-marin principalement composées de marnes et d'évaporites (Lopez, 1992). Le rifting de la Tethys se produit entre le Lias et le Dogger (Boillot et al., 1986; Lemoine, 1985; Lemoine et al, 1986; Lemoine & Graciansky, 1988), toujours contrôlé par des failles normales qui réactivent les grandes discontinuités préexistantes, formant une marge passive. La forte subsidence contrôlée par les failles et la subsidence thermique qui fait suite à partir de l'Oxfordien, permettent l'accumulation d'une épaisse série marneuse et carbonatée qui peut atteindre près de 12 km dans la partie Est du bassin (fig 1.5) (Baudrimont & Dubois, 1977; Mascle et al, 1996; Séguret et al., 1996).

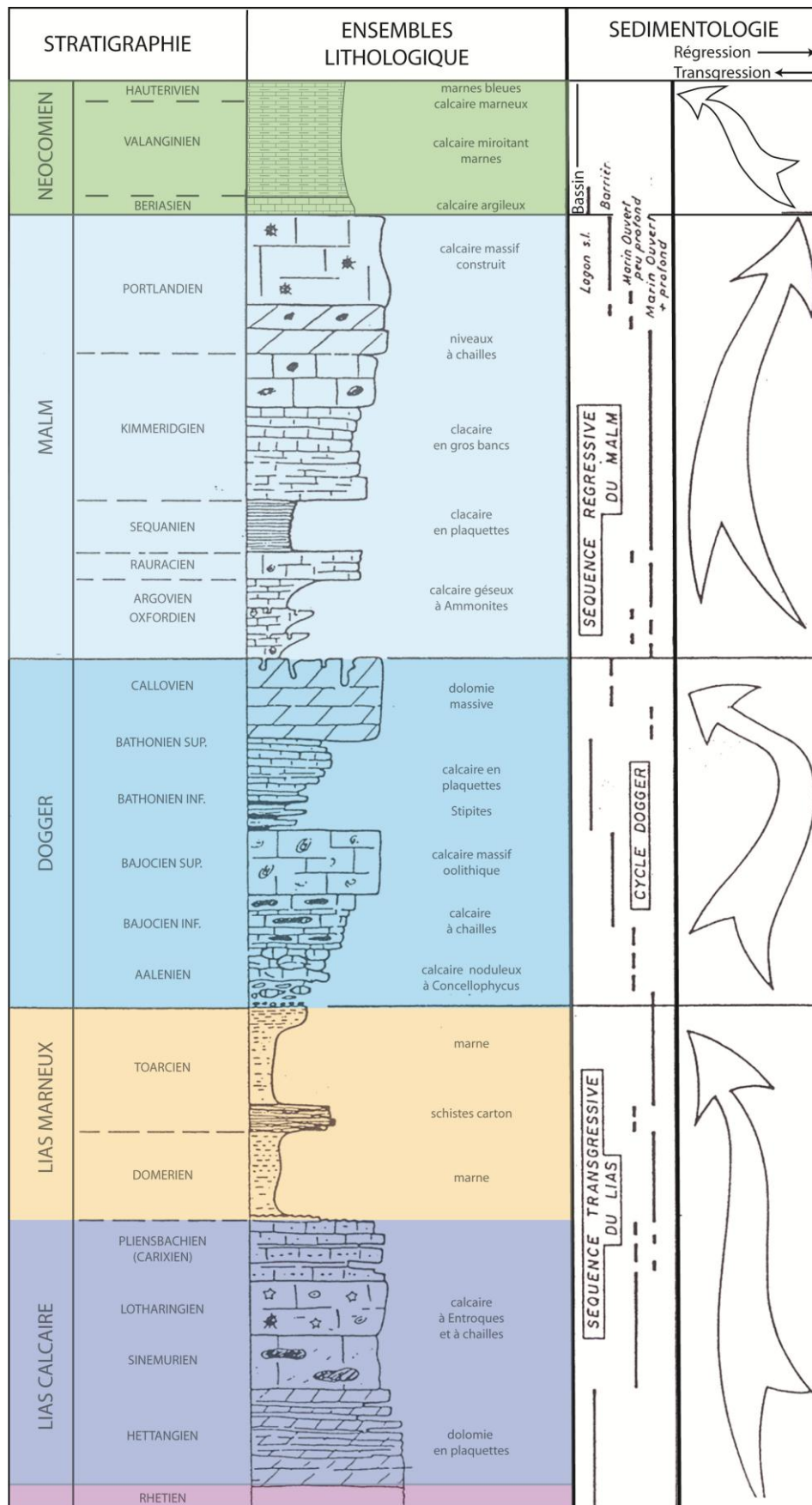


Figure 1.6 : Stratigraphie générale du trias au Néocomien (modifié d'après Le Strat, 1992 et Séranne, unpublished)

Pendant le Lias calcaire (Hettangien, Sinémurien et Pliensbachien), la zone d'étude était circonscrite sur un haut-fond, permettant le dépôt d'un faciès carbonaté dolomitique (Hamon & Merzeraud, 2008). L'épaisseur du Lias calcaire évolue entre 200 et 300m. Ensuite, le bassin s'approfondit brutalement pour céder à une sédimentation de type "marine franche" avec des dépôts marneux du Lias supérieur (fig 1.6), appelé aussi Lias marneux (Domérien et Toarcien) dont l'épaisseur varie fortement sur l'ensemble de la région languedocienne pouvant atteindre plus de 1000m et se réduire jusqu'à moins de 200m.

La plate-forme se reconstitue au Dogger, avec le dépôt de calcaires et dolomies (fig 1.6). Cette période correspond à une phase de distension liée au rifting de la Téthys (Giot et al., 1991). Le seuil cévenol se marque avec une forte dénivellation assurée par le jeu des failles de la bordure Cévenole. En position haute, ce seuil présente une érosion du Lias calcaire et marneux ainsi qu'une forte régression du Dogger (Charcosset, 1998).

Au Malm, les faciès de Terres Noires pouvant atteindre des épaisseurs de plus de 2000m dans le bassin ne se sont pas déposés en Languedoc. Dans la région languedocienne le faciès est resté celui d'une plateforme (fig 1.6) et au Tithonien, une puissante barrière récifale se développe en arc de cercle à l'Ouest autour de Montpellier (Bodeur, 1976; 1980).

Au Crétacé, la sédimentation traduit un ré-approfondissement avec le dépôt des calcaires berriasiens, évoluant vers des faciès plus marneux et plus profonds au Valanginien. Les dépôts hauteriviens, signent les derniers faciès marins de la marge téthysienne conservés en Languedoc. Amouroux (2003) montre un approfondissement des séries néocomiennes depuis Montpellier vers le Nord, suggérant que les Cévennes constituaient alors une zone subsidente. Le Sud du Massif Central aurait alors enregistré une épaisse série néocomienne d'au moins 2000m, déposée avant l'Albien et érodé au milieu du Crétacé (Séranne et al., 2002). Plus à l'Est, dans le département du Gard, se dépose le faciès récifal de l'Urgonien d'âge Barrémien et enfin l'Aptien-Albien marin est conservé plus à l'Est encore, dans la vallée du Rhône et au Sud dans la région de Béziers.

Cette série "téthysienne" constitue le principal substratum carbonaté karstifiable de la région languedocienne. Il a fallu plus de 70 Ma pour accumuler jusqu'à plus de 2000m de sédiments carbonatés karstifiables dont les principales cibles sont le Malm, le Dogger et le Lias calcaire. Hormis l'apparition de karsts précoces formés lors d'émersions rapides au cours du dépôt de cette plateforme carbonatée (Charcosset et al., 2000), c'est à la suite de l'émersion crétacée et jusqu'au Quaternaire, que s'acquiert la majeure partie de la karstification en Languedoc.

3. L'ISTHME DURANCIEN : FORMATION DU KARST A BAUXITE

La première grande période d'émersion de la plateforme téthysienne se produit au Crétacé "moyen". A partir de la fin du Jurassique et pendant le Crétacé, les axes de sédimentation deviennent EW en réponse à l'Ouverture du Golfe de Gascogne qui se produit du côté Atlantique. Cela crée une dérive de la plaque ibérique vers l'Est par rapport à l'Europe qui s'effectue par un décrochement senestre de l'ordre de 200 à 400 km, le long de la faille Nord-Pyrénéenne (Olivet et al., 1984; Olivet et al., 1992). Dans le Sud de la France, cette rotation s'exprime par un bombement de grande longueur d'onde, causant l'émersion des reliefs actuels de la Montagne Noire et du Massif Central ainsi qu'une bande de terre appelée l'Isthme Durancien, séparant l'ancien bassin du Sud-Est en deux: au Sud un bassin alimenté par le sillon Nord pyrénéen (Combes, 1979) s'étend jusqu'au golfe de Basse Provence, et au Nord Est le bassin Vocontien (ou Mer Alpine).

Cette émergence est à l'origine du développement du paléokarst à bauxite. Les roches alumineuses du socle et les marnes néocomiennes sont altérées et transformées en bauxites (Combes, 1969; 1990). Cette transformation est due à un climat exceptionnellement chaud et humide au Crétacé "moyen" (Frakes, 1979; Berner et al. 1983; Arthur et al., 1985; Larson et al., 1991; Worsley et al., 1991), qui pourrait être causé par une production intensive de croûte océanique dans le Pacifique provoquant un important dégazage de CO₂ dans l'atmosphère. L'effet de serre consécutif à cette activité volcanique associé à l'agressivité des eaux rassembleraient les meilleures conditions pour l'altération de ces roches alumineuses et leur transformation en bauxite (Combes & Bardossy, 1994).

En Languedoc, on retrouve les résidus de cette bauxite piégés préservés dans des formes karstiques hébergées au sein des carbonates téthysiens (Combes, 1969).

Le toit de la bauxite est constitué par des formations d'âges différents. On trouve un toit de la bauxite constitué par des sédiments marins de faciès « urgonien » de l'Albien en Ariège (Combes 1969), un toit Eocène continental à Bédarieux (De Lapparent, 1930; Vincent 1953), et un toit Coniacien marin dans les Grands Causses (Bruxelles et al., 1999; Tronchetti, 1981; Bruxelles, 2001). A Villeveyrac, le toit de la bauxite est classiquement assigné au Turono-Sénonien avec un faciès de grès glauconieux marins (Mattaue & Proust, 1963).

Suite aux transgressions éparses contemporaines de la fin de l'Isthme Durancien, la sédimentation devient franchement continentale au Maastrichtien, (Baudrimont & Dubois 1977). La phase pyrénéenne commence.

4. L'INFLUENCE PYRENEENNE, DE LA FIN DU CRETACE A L'Eocene SUPERIEUR

La convergence et la collision de l'Ibérie et de l'Europe provoque la surrection de la chaîne pyrénéenne au cours du Crétacé jusqu'à l'Eocène supérieur (Choukroune et al, 1973, Choukroune & Mattauer, 1978). Cette chaîne s'étend de l'Ouest à l'Est, de l'Océan Atlantique jusqu'à l'actuel Golfe du Lion et le sud de la Provence. Cette période est caractérisée par une déformation de l'avant-pays qui affecte le Languedoc et la Provence de nombreux plis et chevauchements à vergence Nord (Arthaud & Séguret, 1981; Tempier, 1987; Arthaud & Laurent, 1995). On a donc au Sud, le développement de cette chaîne montagneuse caractérisée par une déformation crustale très importante, et au Nord une zone caractérisée par une déformation de la couverture sédimentaire mésozoïque qui est décollée du socle et charriée vers le Nord (Séranne et al 1995). Le front de la rampe de socle se localise près de la côte actuelle. Au Nord, le raccourcissement observé de la couverture est de l'ordre de 25 à 30 km (Tempier, 1987; Arthaud & Laurent 1995).

Pendant la compression pyrénéenne, les failles préexistantes, notamment les failles mésozoïques, sont inversées en chevauchements et en rampes obliques avec un mouvement de décrochement senestre (Artaud & Mattauer 1969; Arthaud et al, 1977; Arthaud et al., 1980-81; Mauffret & Genesseeux, 1989).

En Languedoc, on enregistre deux phases principales de compression lors de l'orogénèse pyrénéenne; la phase dite fini-Crétacé avec la mise en place du chevauchement de Montpellier et la sédimentation syntectoniques du Vitrollien (Paléocène inférieur) (Demangeon, 1959; Freytet, 1970) et la phase paroxysmale de la déformation, qui affecte l'arrière pays à l'Eocène supérieur Bartonien avec le chevauchement du Pic Saint Loup et des plis E-W, de grandes amplitudes dans la zone des Garrigues (Philip et al., 1978). On remarque qu'au Nord-Est de la faille des Cévennes, les séries

mésozoïques ne sont pas affectées de déformations significatives d'âge pyrénéen (Arthaud & Séguret, 1981), bien qu'un soulèvement général (flambage) soit suggéré par des sources septentrionales de certains sédiments (Demangeon, 1959; Alabouvette & Cavalier 1984).

5. LE RIFTING OLIGO-MIOCENE ET L'OUVERTURE DU GOLFE DU LION

A la fin de l'Oligocène, a lieu le rifting du Golfe du Lion qui provoque l'effondrement de la chaîne pyrénéenne, l'ouverture du bassin provençal et la formation de la marge passive du golfe du Lion. La rotation anti-horaire du bloc Corso-Sarde et sa séparation de l'Europe provoque la rupture de la croûte continentale et l'accrétion océanique dans le bassin Liguro-Provençal (Arthaud et Séguret 1980-81; De Voogd et al., 1991). Les failles antérieures sont réactivées en failles normales pendant l'extension oligocène, elles correspondent aux anciennes failles normales mésozoïques, et à certains plans de chevauchements pyrénéens (Mauffret & Gorini, 1996; Benedicto, 1996; Serrano & Hanot, 2005).

Dans la partie *onshore*, il s'agit de failles de direction NW-SE réactivées, listriques, qui décollent dans le Trias, contrôlent la formation de bassins en demi-graben (Roure et al., 1988, Roure et al., 1992; Maerten & Séranne, 1995; Benedicto, 1996). La géométrie et le type de failles rencontrées dans la région ainsi que la géométrie du remplissage est donnée par la figure 3.7.

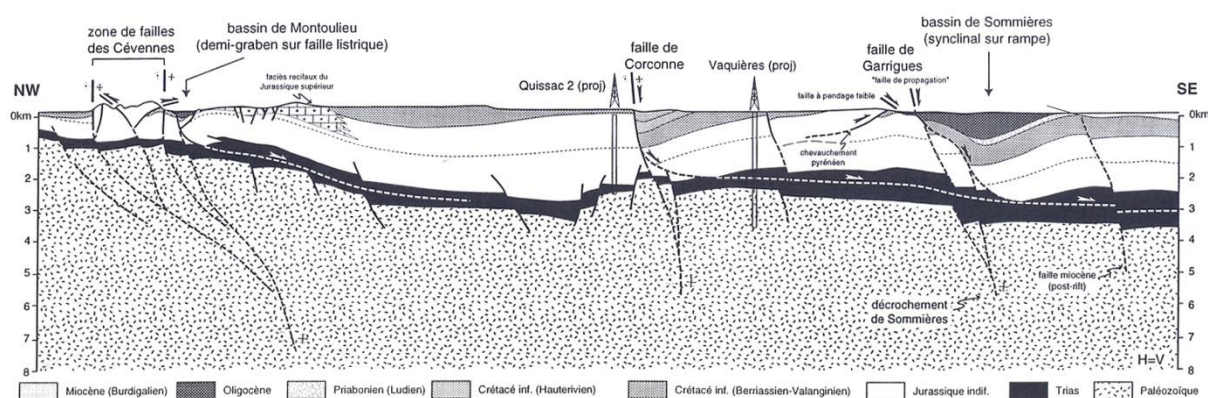


Figure 3.7 : Coupe géologique tirée de l'interprétation d'une ligne de sismique réflexion (Benedicto, 1996) traversant la zone d'étude de la bordure Sud cévenole jusqu'au bassin de Sommières (dans le Gard). Les failles majeures oligocènes sont des failles listriques qui émergent à l'aplomb d'anciennes failles de socle.

Ces bassins sont remplis de marnes distales et de brèches de cônes alluviaux proximaux issues de l'érosion du palier du *hanging-wall* de la faille bordière active (Benedicto, 1996; Benedicto et al., 1999). Puis à partir de l'Aquitainien, se met en place un système fluvial venant du Nord apportant un cortège sédimentaire signant une source cévenole (Maerten et Séranne, 1995; Séranne et al., 2002). Cette composition, associée à des formes de paléo-courants vers le Sud-ouest indique un changement de sens des écoulements et la présence d'un ancien réseau hydrographique qui s'écoulait du Nord vers le Sud depuis les Cévennes jusque dans les Garrigues, en passant par les Grands Causses.

6. LE MIOCENE : ENTRE TRANSGRESSION BURDIGALIENNE ET CRISE DE SALINITE MESSINIENNE

Au Burdigalien, la dérive du bloc Corso-sarde continue vers l'Est et conduit à l'ouverture du bassin océanique de la Méditerranée occidentale (Auzende et al. 1973; Biju-Duval et al., 1979; Burrus,

1984; Renault et al., 1984; Mauffret & Genesseeux, 1989). Une subsidence thermique liée au refroidissement de la lithosphère (Caline, 1983; Bessis & Burrus, 1986; Gorini, 1993) permet la transgression de la mer burdigalienne sur le continent et le dépôts de sédiments marins jusque dans la vallée du Rhône. En Languedoc, l'enregistrement est préservé dans le bassin de l'Hérault qui se poursuit jusqu'au Langhien avec des faciès marins lagunaires à lacustres (Maerten, 1994). Cette régression est associée à une tectonique post-Burdigalienne qui s'exprime par l'activité de certaines failles de la région, comme la faille de Nîmes qui permet la subsidence de la Camargue de plus de 1000m (Séranne et al., 2002) et une surrection en rive droite du Rhône lié à l'inversion alpine. Cette régression est aussi mise en évidence par une lacune complète des étages du Serravalien et du Tortonien dont les dépôts marins ne se retrouvent que plus au Sud dans le domaine *offshore*, traversés par des forages d'exploration pétrolière (Cravatte et al., 1974).

Puis à la fin du Miocène survient un épisode érosif majeur lié à un phénomène qu'on appelle "crise de salinité messinienne", durant lequel le niveau marin de la Méditerranée chute drastiquement entre 5.6 et 5.32 Ma. Cette chute du niveau marin méditerranéen est interprétée par la fermeture des seuils du corridor Rifain et du détroit Bétique qui assurait la communication entre le bassin Méditerranéen et l'Océan Atlantique (fig 3.8). Cette fermeture est causée par le mouvement convergent des plaques africaine et européenne. La Méditerranée se retrouve alors dans la configuration d'un bassin endoréique soumis à un climat subaride (Suc & Bessais, 1990), et soumis à un bilan hydrique négatif, provoquant une chute du niveau de marin de plus de 1500m (Hsü et al., 1973; Ryan, 1976; Clauzon, 1982).

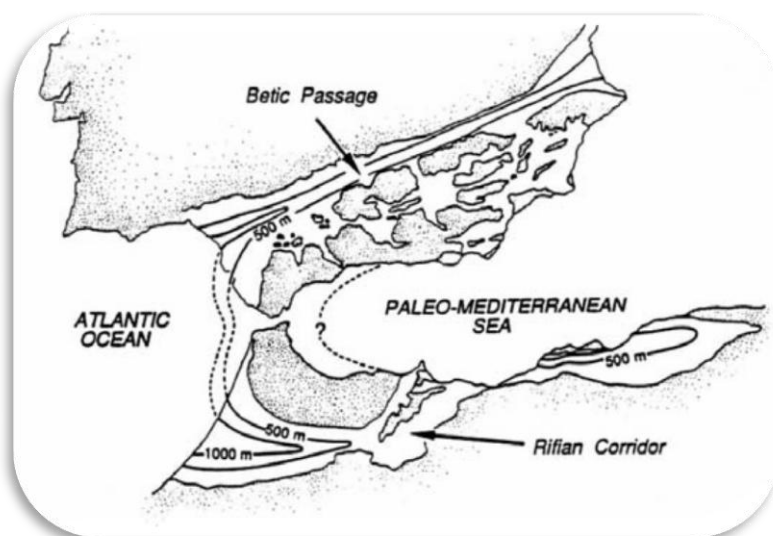


Figure 3.8 : Physiographie de l'arc bético-rifain avant la Crise de Salinité Messinienne (Benson et al., 1991, Iofi, 2002) Au Tortonien, le Corridor Rifain et le Détroit Bétique assuraient la communication entre l'Océan Atlantique et le bassin Méditerranéen.

Durant cet assèchement, plusieurs caractéristiques propres à cette crise sont à noter et constituent la définition du "Dessicated deep basin model " (Hsü, et al., 1973). Il se développe une épaisse couche d'évaporite au sein du bassin, qui suppose la présence d'une faible tranche d'eau. Cette couche d'évaporite peut atteindre plus d'1km (Montadet et al., 1970 ; Hsü et al., 1973) et passe latéralement, sur les bordures du bassin, à des corps sédimentaires détritiques issus de l'érosion des marges (Rizzini et al., 1978 ; Savoye & Piper, 1991 ; Lofi et al., 2005 ; Maillard et al., 2006). A terre, il

faut différencier deux domaines différents au sein desquels, l'érosion répond différemment : les domaines non carbonatés et les terrains carbonatés.

Les domaines constitués de sédiments détritiques non carbonatés sont affectés par un processus d'érosion fluviale très important avec le creusement de profonds canyons (Clauzon 1973, 1978, 1982), qui signe le niveau de base messinien, et qu'on appelle la surface d'érosion messinienne ou MES (Ryan et Cita, 1978). Il est relativement aisé de suivre la surface d'érosion MES, en mer sur les profils sismiques et par forages (Gorini et al., 1993, 2005 ; Guennoc et al., 2000 ; Lofi, 2002 ; Lofi et al., 2003, 2005 ; Oudet, 2008 ; Bache, 2008 ; Bache et al., 2009, 2011) avec la construction du MNT de la MES (fig 3.9) et à terre (Clauzon, 1973, 1978 ; Fuchey et al, 2001; Molliex, 2009; Roure et al., 2009).

Au sein des domaines carbonatés, la continuité de la MES pose problème car l'érosion fluviale laisse place au processus de karstification. La karstification s'enfonce profondément dans les massifs carbonatés (Audra et al., 2004; Mocochain et al., 2006; Mocochain et al., 2009; Marti, 2005). De nombreux réseaux karstiques profonds ont été découvert par spéléo-plongée, qui peuvent se développer jusqu'à plus de 150m sous le niveau de base actuel (fig 3.10), mais il reste difficile d'évaluer et de quantifier l'impact de la crise messinienne sur la hauteur de karstification.

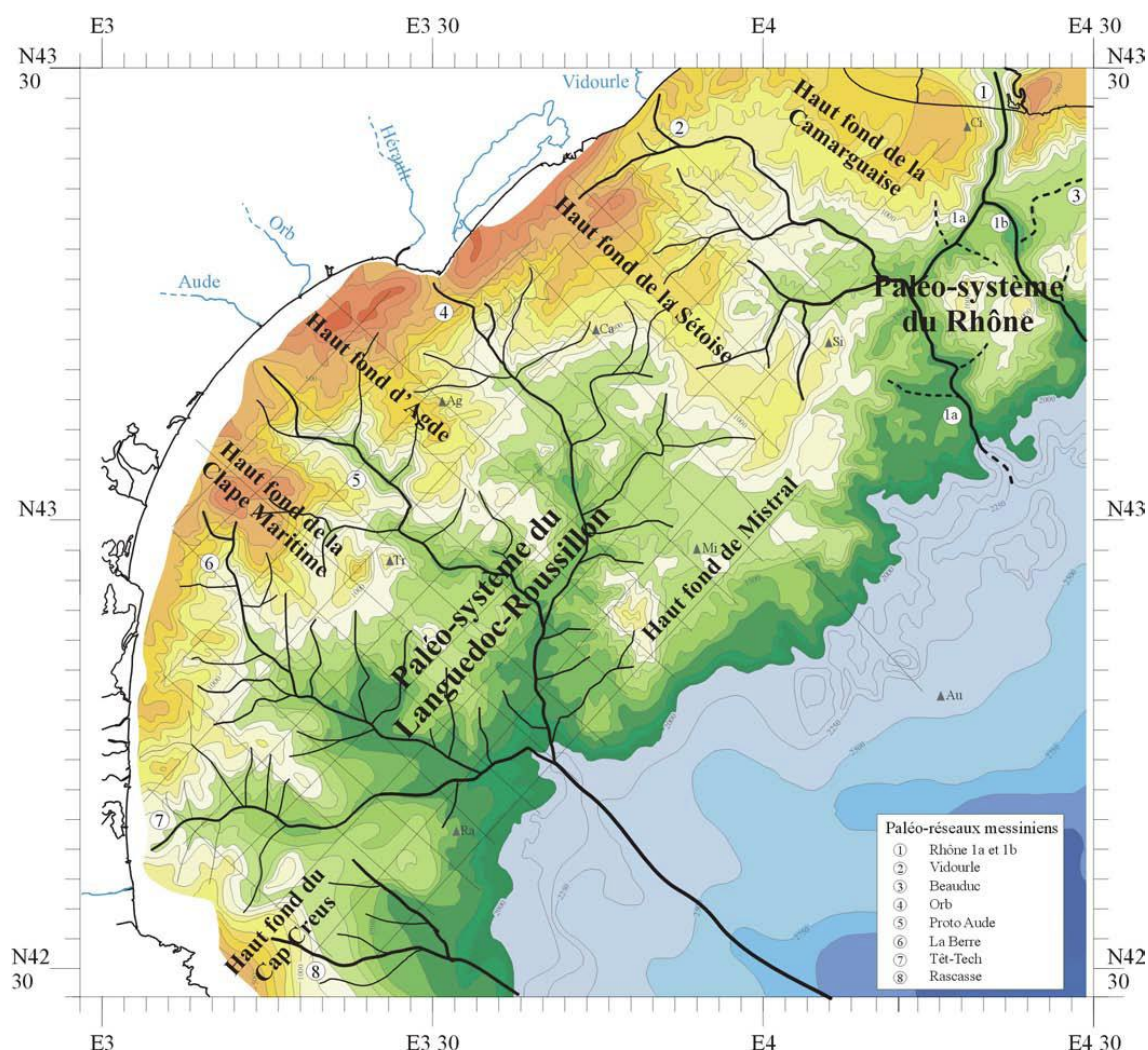


Figure 3.9 : Carte des isobathes de la surface d'érosion messinienne de la plate-forme du Golfe du Lion (Lofi, 2002, modifiée d'après Guennoc et al., 2000). Dans la vallée du Languedoc-Roussillon, le réseau détaillé des fleuves messiniens et de leurs affluents a été établi à partir des nouvelles données de la campagne LRM96.

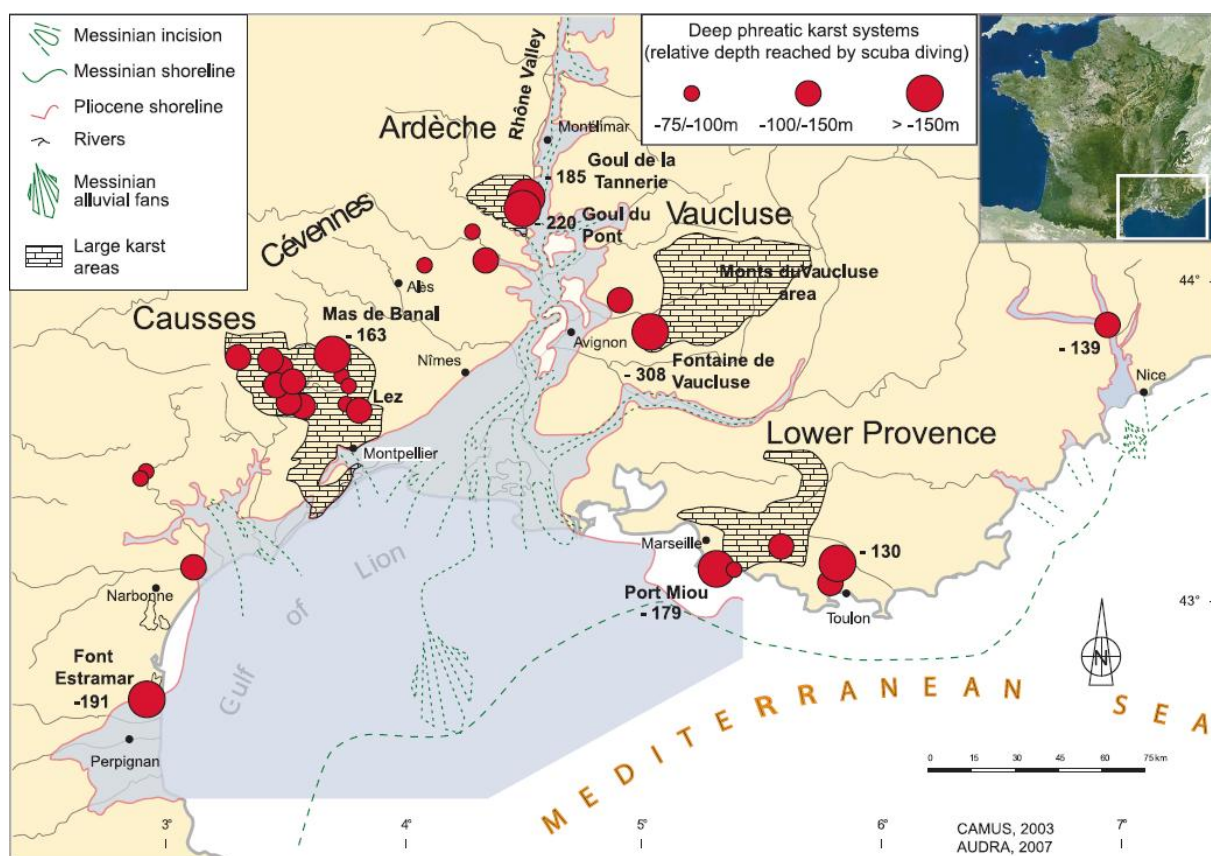


Figure 3.10: Localisation des systèmes phréatiques profonds du pourtour méditerranéen comparés aux canyons messiniens et aux rias pliocènes (Mocochain et al., 2011).

7. HISTOIRE PLIO-QUATERNAIRE : REMPLISSAGE DES RIAS PLIOCÈNES ET VARIATIONS GLACIO-EUSTATIQUES

La remise en eau au début du Pliocène marque l'achèvement de la crise messinienne à 5.46 Ma (Bache et al., 2011). Elle est provoquée par un déversement de l'Atlantique dans la Méditerranée à travers le seuil de Gibraltar extrêmement rapide selon certains auteurs (Blanc, 2002 ; Loget et al., 2005), ou en deux phases, lentes puis très rapide selon Bache et al. (2011). Cette remontée produit l'ennoiement sur la marge, des canyons à l'intérieur des terres qui une fois ennoyés forment des rias. Ces rias ont subi un colmatage par des Gilbert deltas au cours du Pliocène (Clauzon et al., 1995). Sur la Marge du Golfe du Lion, durant le Plio-Quaternaire, une épaisse série sédimentaire se met en place sous la forme de prismes progradants, qui vont peu à peu reconstruire la marge.

Le Quaternaire est marqué par de fréquentes chutes eustatiques pouvant atteindre 120m d'amplitude (Haq et al., 1987; Miller et al., 2005; Miller et al., 2001).

8. SYNTHÈSE

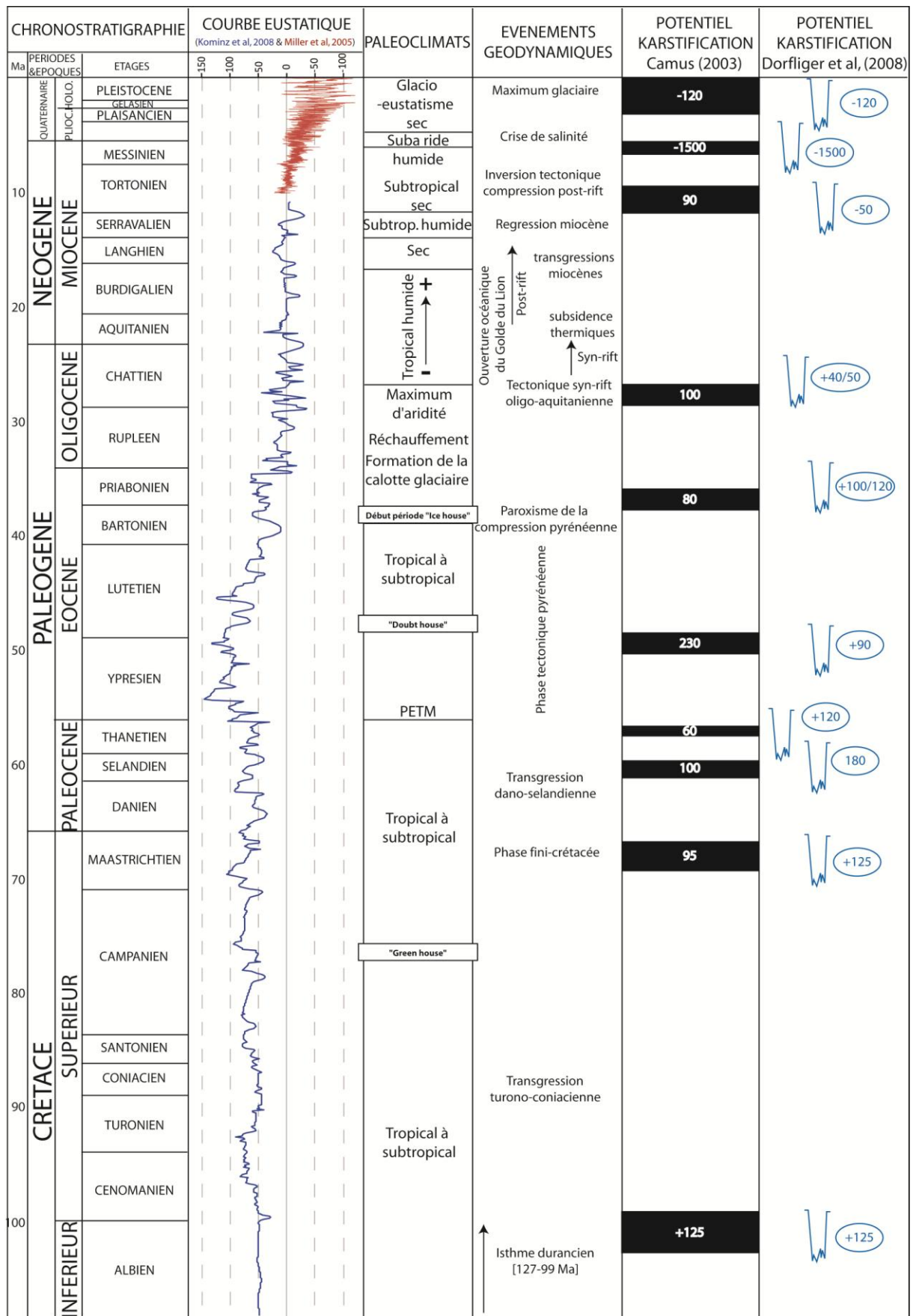
L'évolution géologique de la région languedocienne a ainsi enregistré:

- le dépôt d'épaisses séries carbonatées karstifiables,

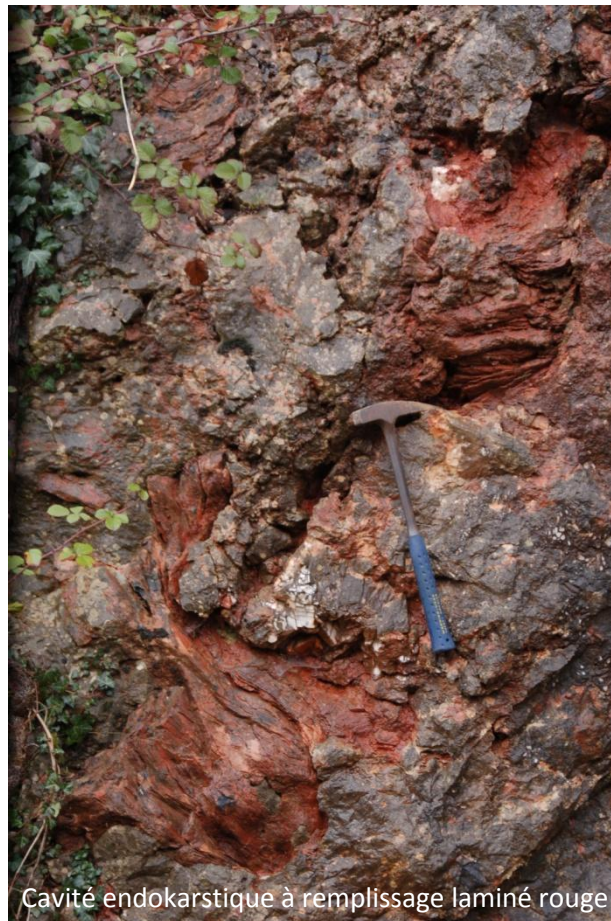
- plusieurs phases de déformations permettant l'inversion et la surrection de la plateforme carbonatée téthysienne,
- un événement majeur de dessiccation de la Méditerranée au Messinien.

De tels processus de variation du niveau de base donnent lieu au développement de karsts. L'évolution long-terme du Languedoc a fait l'objet de corrélations avec les phases de karstification. La figure 3.11, synthétise sous forme de tableau les périodes de karstification en Languedoc, au cours du temps, selon Camus (2003) pour la zone Sud cévenole et Dörfliger et al., (2008) replacées dans le contexte géodynamique et paléoclimatique de la région. On se propose d'analyser en détail les paléokarsts du Languedoc et de mettre en évidence les processus tectoniques, géodynamiques et eustatiques, responsables de leur développement.

Figure 3.11 : Charte stratigraphique, éléments tectoniques et géodynamiques, charte eustatique, épisode de karstification avant les résultats de cette thèse, selon Camus (2003) et Le Strat (*in* Dörfliger et al., 2008).



CHAPITRE II: CARACTERISATION GEOLOGIQUE DES EPISODES SUCCESSIFS DE KARSTIFICATION PAR L'ETUDE DU REPLISSAGE KARSTIQUE



Cavité endokarstique à remplissage laminé rouge
Zone de Ganges

1. INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est de caractériser le karst de manière géologique, en étudiant le remplissage sédimentaire piégé par le réseau karstique pendant et après sa formation. Les informations enregistrées dans les paléokarsts que l'on cherche à décrypter sont de plusieurs natures: pour chaque paléokarst, on souhaite déterminer i) l'âge de la karstification, ii) l'épaisseur de karstification ainsi que iii) l'origine de la karstification.

La méthode développée dans ce travail est basée sur l'étude du remplissage sédimentaire karstique afin :

- 1) d'identifier les marqueurs des niveaux de base locaux pour chaque paléokarst,
- 2) de quantifier les variations du niveau de base responsables de la formation du karst et de son comblement,
- 3) et d'en déduire les facteurs responsables des variations du niveau de base.

Ces informations prélevées et déduites depuis la surface seront ensuite intégrées au modèle 3D dont la construction est présentée dans le chapitre III. Ainsi la restauration de coupes extraites du modèle sera contrainte par les points de "données karstiques" en surface, utilisés comme points de repère en terme de position du niveau de base, situation de l'amont et de l'aval. De plus, par la restauration, il sera possible d'interpoler la position du niveau de base dans les zones moins renseignées au sein de la coupe, et donc de quantifier l'épaisseur potentiellement karstifiée lors de chaque épisode de karstification le long de cette coupe.

Les paléokarsts décrits dans ce chapitre sont le paléokarst des bauxites formé au Crétacé "moyen", le paléokarst à remplissage marin paléocène et le paléokarst à remplissage cévenol miocène. Il existe d'autres paléokarsts formés à d'autres époques géologiques dont on ne parlera pas ici, comme le paléokarst éocène créé lors des déformations pyrénéennes car le faciès sédimentaire de son remplissage est difficilement reconnaissable et discriminant pour sa datation. La karstification messinienne, dont le karst actuel est directement hérité, ne sera pas non plus étudiée dans ce chapitre, car les sédiments de son remplissage ne sont pas accessibles, puisque sous le niveau de base actuel. En revanche même si le paléokarst messinien n'est pas caractérisé par son remplissage karstique dans ce chapitre, les variations du niveau de base causées par la crise messinienne, et la répartition de la karstification qui en découle seront traitées dans le chapitre IV.

2. QUELQUES DEFINITIONS SUR LES KARSTS, PALEOKARSTS ET NIVEAUX DE BASE

Avant de présenter les résultats découlant de cette méthodologie, il est nécessaire de rappeler quelques notions et termes de karstologie pertinents pour notre étude, notamment les relations entre le niveau de base et le développement du karst.

2.1. LA GENESE DU KARST:

Le karst a de multiples définitions, car il est à la convergence de plusieurs disciplines (géologie, hydrogéologie, géomorphologie, hydrogéomorphologie, karstologie...). Mais le karst possède avant tout une définition géomorphologique et hydrogéologique qui désigne un type de paysage particulier, comprenant des cavités et un vaste système de circulation d'eau souterraine développé dans les roches solubles comme les carbonates, le marbre ou encore le gypse (fig 2.1).

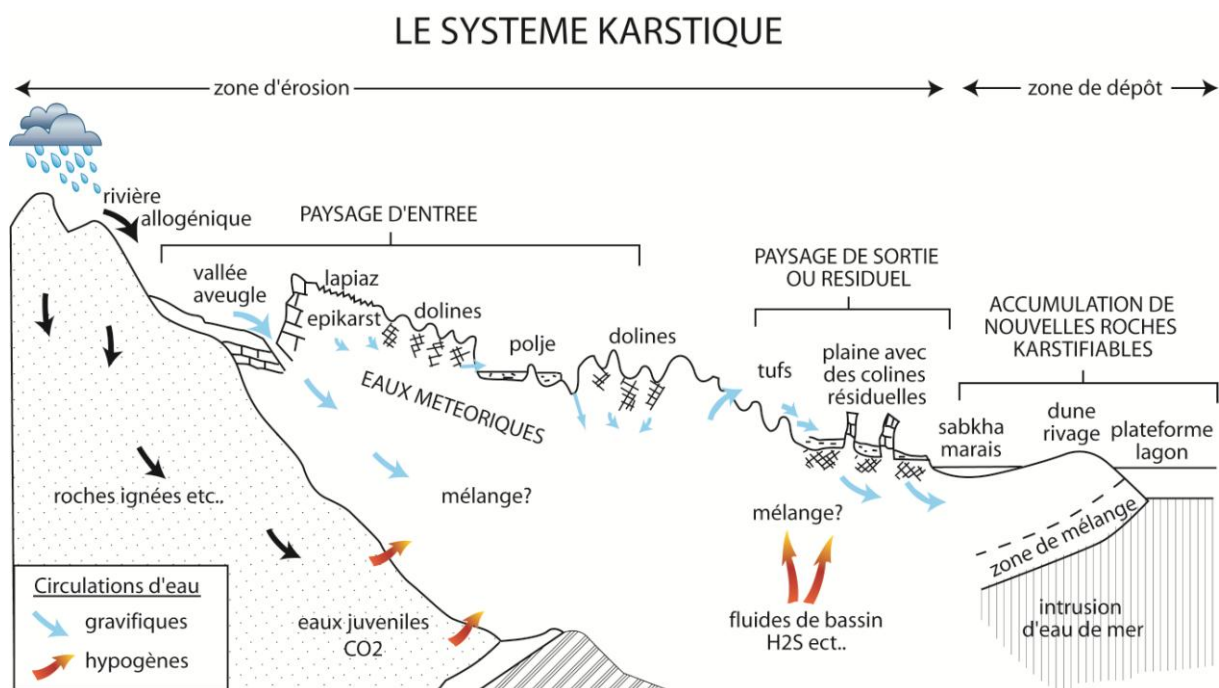


Figure 2.1 : Schéma du système karstique qui présente les phénomènes majeurs interagissant au sein d'un karst actif (modifié d'après Ford & Williams, 1989)

Ces roches se dissolvent sous l'action d'une eau chargée d'un agent agressif (CO₂, H₂SO₄...), c'est pourquoi il est nécessaire de différencier 3 types de karst (Bakalowicz, 1996): i) les "karsts gravifiques" (Mangin, 1982), formés sous l'action de l'eau météorique et d'un gradient d'écoulement (ou potentiel altimétrique) entre la zone de recharge et la sortie de l'aquifère ; ii) les karsts hypogènes (Filippov, 2004; Ford, 2006; Audra et al., 2011) formés par des remontées d'eaux hydrothermales ou de fluides profonds et iii) les karsts littoraux où la dissolution chimique liée au mélange eaux douces/eaux salées est aidée par l'abrasion mécanique des vagues, des courants et les variations du niveau marin. (Salomon, 1982; Fleury, 2005)

Toutes les formes karstiques étudiées dans cette thèse sont de type "karsts gravifiques" ou "karsts littoraux", car ces karsts sont en lien direct avec le niveau de base et la méthode développée ici repose sur cette relation karsts/niveau de base.

La notion de niveau de base est elle aussi difficile à définir, car il existe plusieurs niveaux de base suivant les disciplines ou les auteurs.

L'explorateur Américain J.W. Powell, impressionné par le Grand Canyon du Colorado conceptualisa la notion de niveau de base (« base-level ») dès 1875. Il réalisa que le fleuve avait érodé le canyon et que désormais, son lit était à peu près en équilibre (hormis quelques rapides où il perdit des embarcations et des compagnons), traçant un profil finalement connecté vers l'aval à l'océan (Powell, 1875). Depuis, le « niveau de base » est confondu avec le niveau de la mer dans lequel se jette le fleuve.

Cette définition prévaut parmi les géographes et les sédimentologues travaillant dans le domaine marin ou littoral, où les variations du niveau marin relatif contrôlent directement l'architecture des dépôts. Cependant, dans les domaines continentaux, les variations du niveau marin relatif s'expriment indirectement, avec un délai variable d'un bassin versant à l'autre. Wheeler (1964) modifie alors la définition du « base-level » : il s'agit d'une surface dynamique en dessous de laquelle, les sédiments en transit se déposent, et au-dessus de laquelle les roches et sédiments sont en position instable et sont érodés (fig 2.2). Cette surface est connectée vers l'aval au plan topographiquement le plus bas du système considéré : une mare ou une retenue de barrage à petite échelle, une mer fermée ou à un lac à échelle intermédiaire, et de manière ultime à l'Océan.

Cette définition a été rafraîchie dans les années 1990 pour extrapoler les concepts de la stratigraphie séquentielle dans les domaines continentaux (Cross, 1991).

Ainsi, un cours d'eau creuse son lit et dépose des sédiments dans les portions déprimées, jusqu'à ce qu'il atteigne son profil d'équilibre défini par la position de son exutoire. Evidemment l'ultime exutoire correspond à l'océan, et le profil d'équilibre le plus abouti est ajusté au niveau de la mer sur l'ensemble du bassin versant. On remarque que selon cette définition dynamique du niveau de base, la dynamique marine (houle, courants) ne permet pas toujours aux sédiments de s'accumuler jusqu'au niveau de l'eau : le niveau de base sous-marin n'est pas systématiquement le niveau marin relatif (fig 2.2)

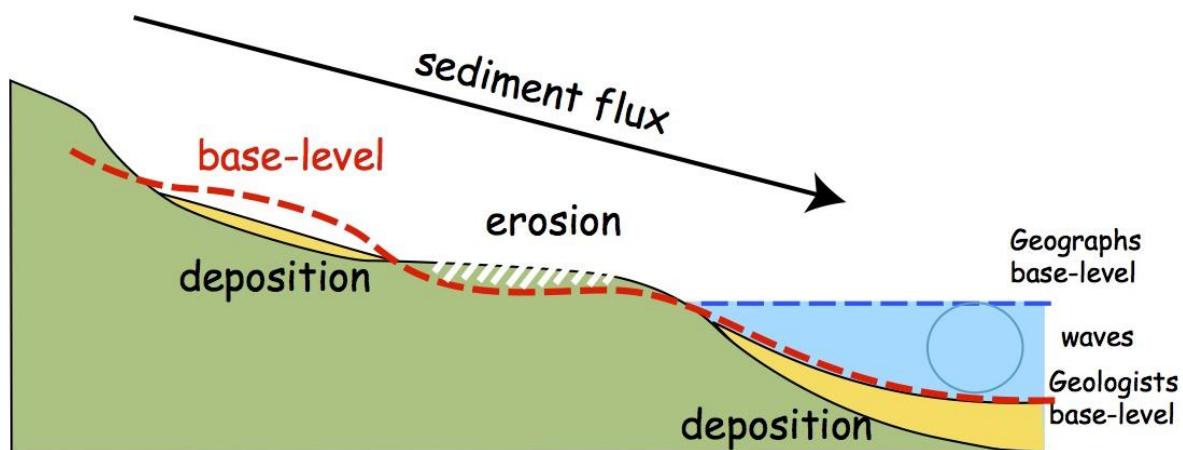


Figure 2.2: Définition du niveau de base dynamique selon Wheeler (1964) et Cross (1991). La position du niveau de base par rapport à la topographie, contrôle et répartie l'érosion et le dépôt de sédiments.

En domaine continental il existe une multitude de structures servant de niveau de base pour des zones d'extension plus ou moins réduites : des flaques d'eau dans le lit d'une rivière à l'étiage constituent un niveau de base très local sous lequel s'accumulent des sédiments, alors que les berges

tendent à s'effondrer. La surface du niveau de base se modifie dès que la rivière est en crue, illustrant ainsi son caractère dynamique (à très court terme et échelle spatiale réduite).

En géologie, on observe les traces des anciens niveaux de base préservées dans l'enregistrement sédimentaire (paléochenaux,...) et la morphologie des paysages (paléosurface d'abrasion...). On globalise ces traces physiques correspondant à une évolution sur le long terme (10^3 à 10^6 ans) de la surface dynamique du niveau de base, qu'on nomme par simplification « le niveau de base ».

Les définitions du niveau de base en domaine karstique sont elles aussi multiples suivant la problématique à laquelle on tente de répondre.

En hydrogéologie, Bakalowicz (1996) définit le niveau de base karstique *"qui fixe la position du point le plus bas de l'aquifère dans le paysage"*. Selon Gèze (1964) *"le niveau de base karstique doit être défini comme étant le niveau de l'émergence topographique la plus basse vers laquelle peuvent se diriger les eaux de l'ensemble calcaire considéré"*.

En géographie physique, Fabre et Nicod (1978) déterminent le niveau de base majeur du karst comme *"niveau de la zone de transfert subhorizontal qui règle les conditions d'écoulement dans le fond des canyons"*, c'est-à-dire comme le niveau de base hydrodynamique du karst.

Afin d'illustrer la complexité de cette définition au niveau des termes, le niveau de base géographique représenté sur la figure 2.3 selon Choppy (2008), est aussi appelé niveau de base géomorphologique (Fénelon, 1975) ou niveau de base fluviatile général et correspond au niveau de base auquel se raccordent les profils du réseau hydrographique. Toujours sur cette même figure, le niveau de base stratigraphique, selon Choppy, est aussi appelé *niveau de base structural* ou *niveau de base géologique* selon Salvayre, 1970.

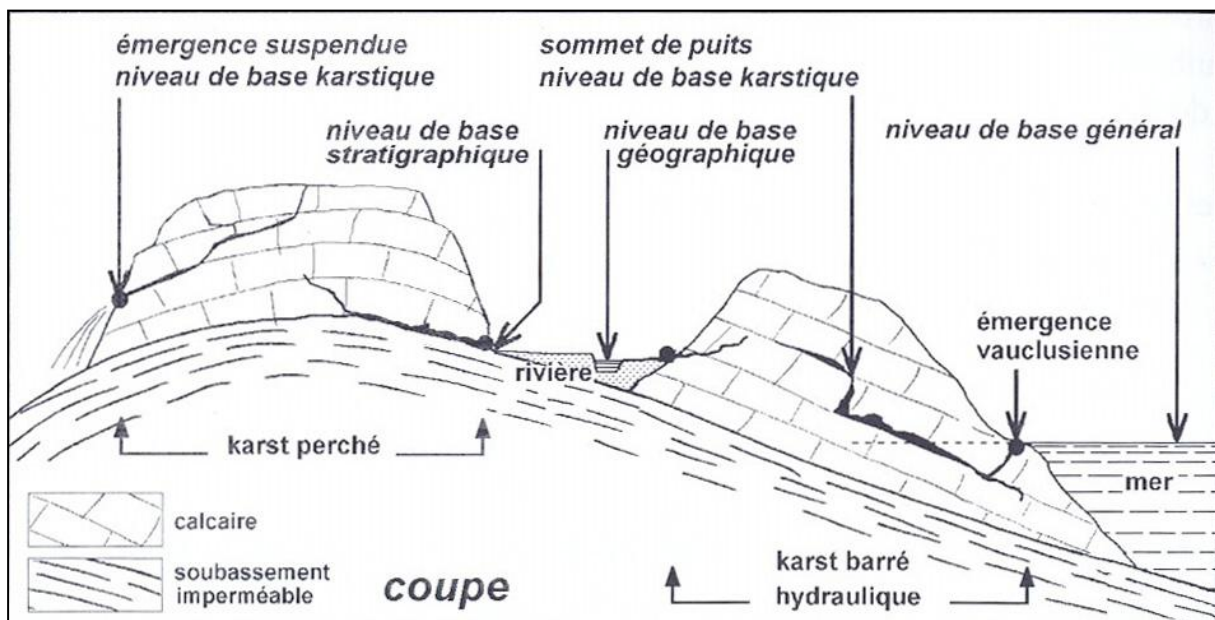


Figure 2.3: Les différents niveaux de base selon Choppy, 2008.

Enfin pour résumer cette complexité, Maire (1990) écrit que *"la définition du niveau de base (fluviatile ou karstique) ne devrait pas poser de problème compte tenu des lois de l'hydrodynamique (Castany & Margat, 1977). Or les karstologues ont compliqué le débat en faisant intervenir différents critères: couches imperméables, dissolution, niveau d'émergence la plus basse, circulation profonde..."*.

Dans cette thèse lorsque l'on parlera de *niveau de base karstique*, il s'agira d'un niveau de base local hydrodynamique interne au karst, représenté par une surface théorique assimilée au toit de la zone noyée, en relation avec les talwegs des canyons si ceux-ci sont pérennes ou les points topographiques les plus bas sur lesquels se calent les exutoires du massif karstique. **On distinguera donc dans la suite de cet exposé le niveau de base (à terre) le niveau marin (en mer) et le niveau eustatique (océan mondial). Niveau marin et niveau eustatique sont équivalents lorsque la mer est reliée à l'océan, mais dans le cas d'une mer fermée, non connectée à l'océan mondial ces deux termes diffèrent.**

Malgré ces nombreuses définitions, la notion du niveau de base reste une notion abstraite mais néanmoins fondamentale pour comprendre la genèse des karsts et plus particulièrement des karsts gravifiques et littoraux qui nous intéressent. Plus que le niveau de base, ce sont les variations de ce niveau de base qui sont à l'origine du modelé karstique (Delannoy, 1997). Ce sont ces variations qui vont permettre d'instaurer des potentiels gravitaires et des gradients altitudinaux d'écoulement, afin de former un réseau karstique.

La position et les variations du niveau de base sont régies par plusieurs facteurs géologiques : l'eustatisme et la géodynamique. Ces deux paramètres dynamiques dans le temps et l'espace, jouent un rôle prépondérant dans l'élaboration de nouveaux systèmes d'écoulement ou dans le changement de ces systèmes, voire jusqu'à leur colmatage ou la création de nouveaux réseaux karstiques. Dans notre analyse, on cherchera à remonter aux causes de ces variations et d'en déduire le ou les facteur(s) responsable(s).

L'eustatisme :

L'océan mondial constitue le niveau de base général, ultime des bassins versants des fleuves sur lesquels les réseaux hydrographiques et karstiques sont calés. Les variations significatives du niveau marin vont modifier le profil d'équilibre des cours d'eau sur lequel est basé le système karstique, le poussant à s'adapter au nouveau profil en long des rivières. Ainsi, lors d'une baisse générale du niveau marin, les vallées de ces fleuves connectées à l'océan se creusent, entraînant l'enfoncement des réseaux karstiques débouchant dans ces vallées. Lors d'une remontée du niveau marin, les écoulements sont bloqués en aval provoquant une réorganisation des réseaux en amont. Lors des variations eustatiques, les domaines les plus affectés par ces variations du niveau de base sont les karsts littoraux qui peuvent être ennoyés par l'eau de mer (fig 2.4).

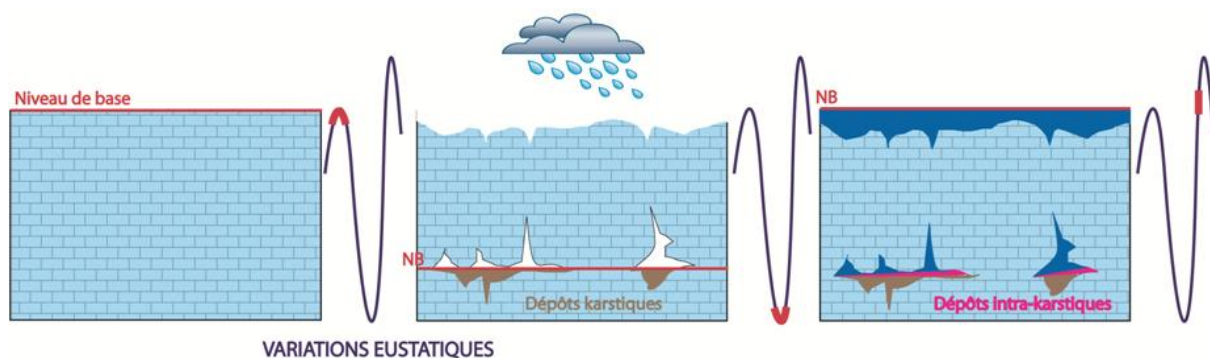


Figure 2.4: La position du niveau de base contrôlée par les variations eustatiques. 1) niveau de base est égale au niveau eustatique, et est au-dessus de la topographie: pas de karstification, 2) chute du niveau eustatique entraîne une chute du niveau de base au sein du massif, la karstification et le fonctionnement du karst en tant que tel, dépôt de sédiments karstiques 3) le niveau eustatique remonte entraînant la remontée du niveau de base. Dans certain cas, le karst peut être

immergé par la mer, les cavités peuvent alors être remplies de sédiments extérieurs au fonctionnement karstique propre (ici sédiments d'origine marine, appelés des sédiments intra-karstiques).

Il existe plusieurs courbes eustatiques, tentant de reconstruire les oscillations du niveau mondial des océans à travers les époques géologiques (fig 2.5.), dont l'une des plus connues est la courbe de Haq et al., 1987. Ces courbes sont construites par la compilation des profils sismiques sur les marges continentales du monde entier, qui montrent les déplacements de la ligne de côte au cours du temps. Elles ont ensuite été réévaluées grâce aux analyses isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) reliant les variations de volumes de glace polaires. Les dernières études parues ont donné lieu aux courbes de Miller et al., 2005 couvrant les variations eustatiques sur 98Ma avec un détail très poussé sur les 10 derniers millions d'années et la courbe de Kominz et al., 2008 qui est une correction de la courbe de Miller et al., couvrant les variations eustatiques de 109Ma à 10Ma. C'est le résultat de la compilation de ces deux courbes eustatiques qui sera utilisé dans la suite de ce manuscrit.

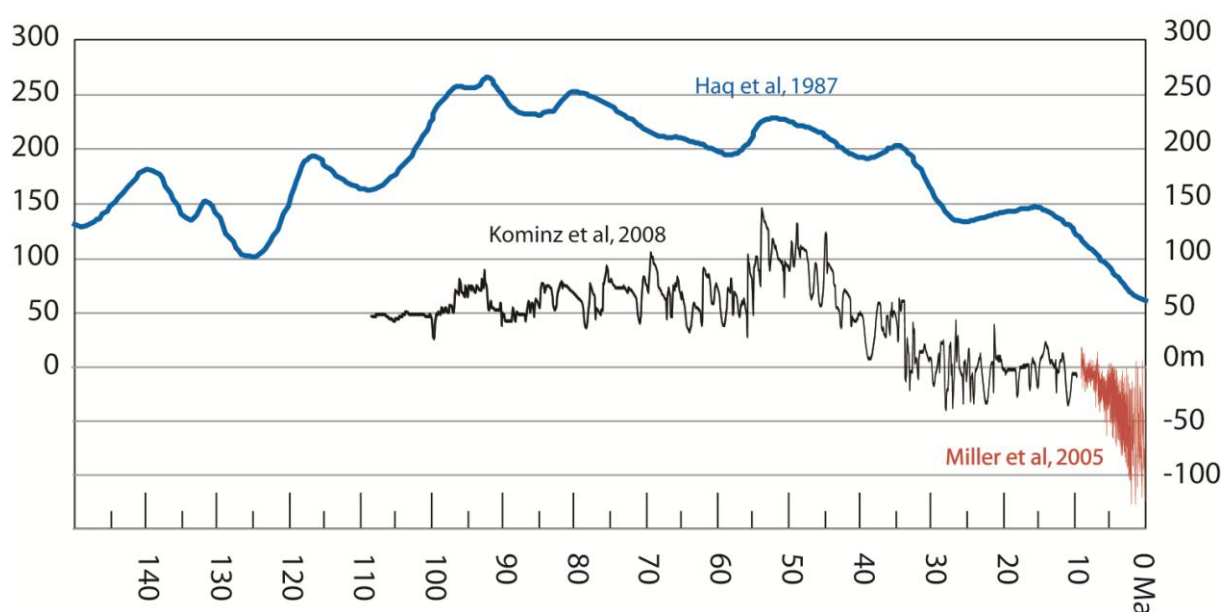


Figure 2.5: différentes courbes eustatiques selon Haq et al., 1987 (en bleu), Kominz et al., 2008 (en noir) et Miller et al., 2005 (en rouge).

La géodynamique :

De la même manière que les variations eustatiques, les mouvements verticaux induits par la géodynamique ont un effet structurel sur le karst. Lors d'une surrection, les massifs carbonatés subissent une élévation par rapport au niveau de base. En conséquence, le niveau de base local branché sur le niveau marin va donc s'enfoncer au sein de la roche afin de retrouver son profil d'équilibre vis-à-vis du niveau marin. Lors d'une subsidence, ce sont les massifs carbonatés qui s'abaissent par rapport au niveau de base, et celui-ci conserve son profil d'équilibre en « remontant » à travers le massif carbonaté (fig 2.6). Dans ces deux cas, le niveau de base n'évolue que par rapport aux mouvements verticaux mais reste inchangé face à sa position vis-à-vis du niveau marin. Pour les karsts littoraux, le niveau de base est très proche du niveau marin. Lors de subsidence au niveau de la côte, il n'est pas rare que le karst soit submergé par la mer.

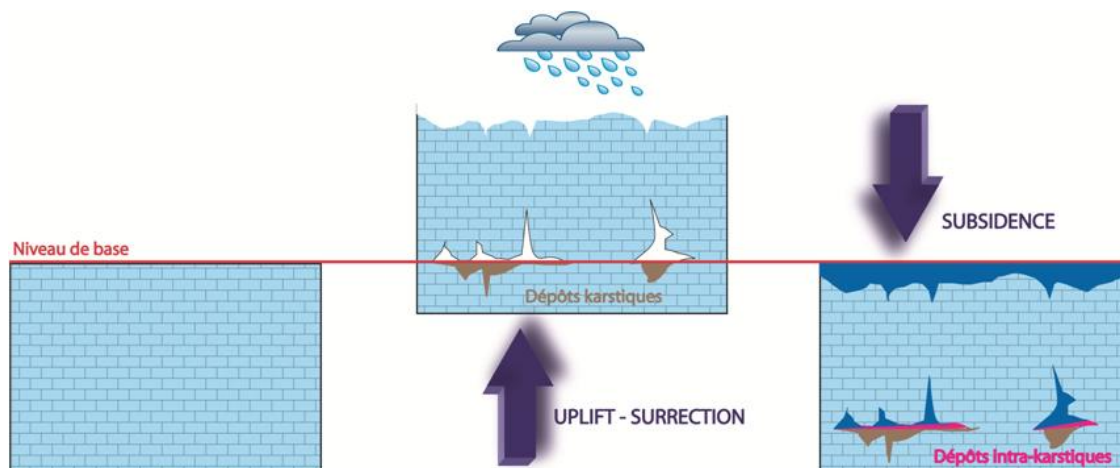


Figure 2.6: la position du niveau de base contrôlée par les mouvements verticaux 1) cas initial, 2) la surrection entraîne la chute du niveau de base et l'enfoncement du système karstique et permet le dépôt de sédiments karstiques lié au fonctionnement du karst, 3) lors d'une subsidence, le niveau de base remonte au sein du massif carbonaté. Dans certains cas, le karst peut être immergé par le niveau marin, les cavités peuvent alors être remplies de sédiments extérieurs au fonctionnement karstique propre (ici sédiments d'origine marine, appelé des sédiments intra-karstiques).

De manière plus indirecte, la géodynamique est responsable de la formation de bassins endoréiques, ce qui entraîne une déconnexion entre le niveau marin et le niveau eustatique. Le niveau marin de cette mer intérieure devient donc autonome vis-à-vis des variations eustatiques, et contrôle, à terre, le niveau de base de tous les bassins versants qui la compose. Suivant son volume, le climat et les apports hydriques dont elle bénéficie, le niveau marin peut varier et entraîner une modification du niveau de base à terre.

Formation des paléokarsts

Les variations du niveau de base laissent des traces à travers leur évolution que ce soit dans le paysage ou dans le système karstique. Il existe plusieurs types de marqueurs qui indiquent l'ancienne position d'un niveau de base. Hors du réseau karstique, ces marqueurs peuvent apparaître comme un paléo-rivage marin ou lacustre, des paléo-surfaces ou paléo-vallée abandonnées, des canyons ou des reculées karstiques ou encore sous la forme de terrasses ou de plaines alluviales. Au sein du karst, l'organisation même du réseau renseigne sur l'évolution du niveau de base (fig 2.7). La nature des sédiments et des concrétions qu'il contient peut aussi traduire une position particulière par rapport au niveau de base.

Toute évolution régionale karstique sous l'effet des abaissements du niveau de base se traduit par l'abandon, partiel ou total, de la structure de drainage souterrain, jusque-là fonctionnelle. L'ancien réseau conserve la trace de son fonctionnement karstique, devenant ainsi un paléokarst. Le terme de paléokarst est employé pour définir toute morphologie et/ou de sédiments karstiques scellés par une formation superficielle ou recoupé par une surface d'érosion (Camus, 2003). Sous ce terme de paléokarst on regroupe : i) les paléo-surfaces à modelé karstique et les surfaces d'émersion (Combes, 1973 et 1978; Mélas, 1982; Lopez, 1992; Charcosset, 1998), ii) les formes du karst (cavités, réseaux, fissures, brèches...) au sein du massif calcaire, recoupées par la surface topographique et scellées par les sédiments contemporains au développement et au fonctionnement du karst puis à son comblement progressif lors de son abandon, piégés dans les réseaux karstiques (Crochet et al., 1991; Camus, 1997; Bruxelles, 2001).

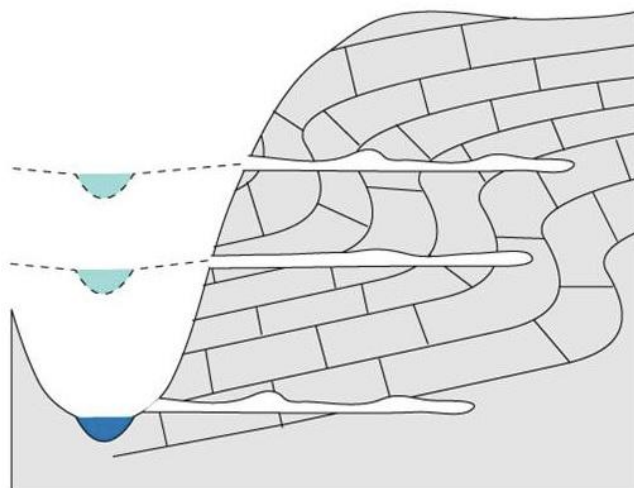


Figure 2.7: Etagement des niveaux de grottes en relation avec les variations du niveau de base (Mocochain, 2007).

2.2. L'ORGANISATION KARSTIQUE DANS L'ESPACE ET LE TEMPS :

Le karst possède une zonation de processus morphologique et hydrodynamique dans l'espace; à la fois horizontale et verticale (fig 2.8).

Le découpage morphologique s'organise de manière verticale et permet de différencier quatre parties de l'aquifère karstique (Camus, 2003) :

- L'épikarst représente la partie superficielle du karst (fig 2.8). Epaisse de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, elle collecte les eaux d'infiltration ou de ruissellement et les stocke temporairement dans une nappe perchée, discontinue. Ces eaux sont ensuite drainées vers le bas par des vides plus larges.
- La zone d'infiltration correspond à la partie de l'aquifère karstique dans laquelle les eaux s'écoulent par des drains hétérogènes (conduits kilométriques à fissures micrométriques) depuis l'épikarst jusqu'à la zone épinoyée.
- La zone épinoyée correspond à ce qu'on appelle familièrement la zone de battement de la nappe, c'est-à-dire à la partie de l'aquifère contenu entre la surface piézométrique des hautes eaux lors de la recharge et la surface piézométrique des basses eaux lors de l'étiage.
- La zone noyée s'organise autour d'un axe de drainage pouvant correspondre à des conduits karstiques de grande taille. Le toit de la zone noyée est en connexion directe avec l'exutoire ou le niveau de base.

On peut regrouper ces termes sous deux ensembles morphologiques généraux qui sont l'exokarst (en surface) et l'endokarst (en profondeur).

Le découpage hydrodynamique, bien qu'extrêmement lié à la morphologie du karst, s'organise en fonction du profil amont-aval en distinguant le domaine continental du domaine marin (fig 2.8). Le domaine continental est composé d'une zone vadose (ou non saturée) regroupant les morphologies de l'exokarst et de la zone épinoyée et d'une zone phréatique (ou saturée) correspondant à la zone noyée. Cette répartition conditionne la formation des karsts gravifiques. De la même manière, il existe en domaine marin une zone vadose marine et phréatique marine, dont la transition avec le domaine continental assure la zone de mélange des eaux salées et des eaux météoriques.

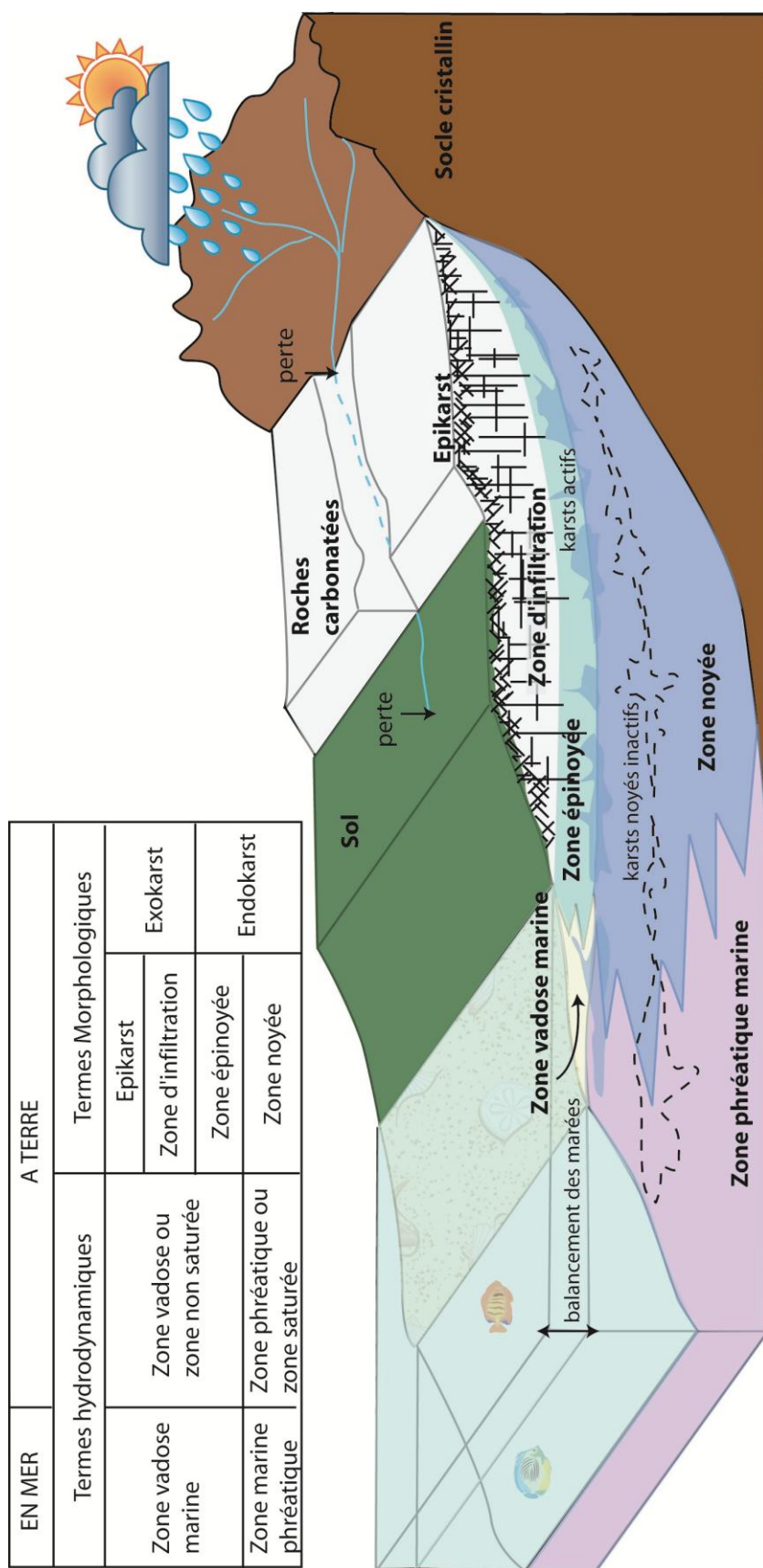


Figure 2.8: Organisation du réseaux karstiques le long du profil amont-aval et présentation des termes hydrodynamiques et morphologiques.

Ces termes et définitions décrits ci-dessus, correspondent à l'organisation du "karst vrai", en opposition du terme "pseudo-karst". S'il est difficile de trouver l'auteur à l'origine de l'appellation "karst vrai" ou encore "karst nu", c'est peut-être aussi parce que le terme de "pseudo karst" est lui aussi définie de plusieurs manières, source de confusion. Le pseudo karst est à la fois défini en opposition au karst "vrai" et fait intervenir des processus d'altération différents au sein de roches carbonatées ou évaporitiques, mais aussi en opposition au karst "classique" qui fait intervenir le même processus de dissolution mais au sein d'un matériau qui n'est ni carbonaté ni évaporitique (Salomon, 2006).

Dans notre problématique, afin de compléter les définitions sur le karst, il est donc important de distinguer les différents types d'altération qui domine dans les processus de karstification en domaine carbonaté. Il faut donc distinguer trois types d'altération qui contrôlent la dissolution et aboutissent à des formes karstiques différentes :

La **corrosion et l'endokarstification** résulte de la dissolution de la roche nue au contact de l'eau acide. Elle constitue le processus de karstification le plus connu, dont la représentation majeure est le karst gravifique. Mais le karst hypogène est aussi le résultat d'un processus de corrosion. C'est un karst qui se forme à l'échelle d'une dizaine de milliers d'année, sous l'action d'un gradient d'écoulement en son sein (vers le bas pour les karsts gravifiques et vers le haut pour les karsts hypogènes).

La **cryptokarstification** est le résultat d'un processus de cryptocorrosion lié au potentiel d'altération chimique des surfaces karstiques sous couvertures (Renault, 1967; Nicod, 1994; Combes 1978, 1998; Quinif et Vergari, 1997). La corrosion sous couverture se définit par la superposition d'un front de lessivage et d'un front d'altération qui agissent comme un "double front d'action pédologique" (Millot, 1990). L'aboutissement de l'action du double front lessivage/altération est la formation de surfaces aplanies sur roches cohérentes. Dans le cas des calcaires, la dissolution se fait sous des couvertures sédimentaires perméables mais non karstifiables (Courrèges, 1997 ; Dupuis, 1992 ; Quinif et al., 1997 ; Salomon et al., 1995) provoquant la formation d'un aquifère captif au sein des carbonates et un écoulement lent sous couverture. La disparition de matière par dissolution du toit des carbonates entraîne un enfouissement progressif de la couverture non karstifiable. Il n'y a donc pas de vide résultant de ce processus. L'échelle de temps pour former un karst sous couverture évolue d'une centaine de milliers d'années à plusieurs millions d'années.

Le dernier processus de karstification, qui est celui le plus lent est la **fantômisation**. Le principe d'action de la dissolution se fait par diffusion sous le niveau de base, lors d'écoulement extrêmement lent où la roche carbonatée est décalcifiée (perte par diffusion des ions Ca^{++}) sans perdre de volume (Quinif et al., 1993 ; Vergari & Quinif, 1997 ; Kaufmann & Quinif, 1999). Le résultat de cette décalcification progressive entraîne la formation d'altérites *in situ* constituées par les éléments insolubles de la roche qui reste sur place (Vergari, 1998). Cette altérite qui mime la structure initiale de la roche, se développe essentiellement sur la fracturation préexistante jusqu'à représenter une discontinuité importante au sein des massifs carbonatés sous forme d'une augmentation de la porosité. Il faut une baisse du niveau de base pour que ces discontinuités soient utilisées par un potentiel hydraulique et ainsi transformées en "karst vrai".

Les fantômes de roche n'ont pas été étudiés lors de cette thèse. Cette forme de karstification lente et diffuse dans le temps ne forme pas d'objets d'étude pertinents pour répondre à la problématique que nous nous posons ici. Dans le cadre de ce travail, nous pistons les marqueurs qui enregistrent la position du niveau de base dont les variations peuvent se faire rapidement. Selon Bakalowicz (1979), il faut 10 000 à 20 000 ans pour qu'un réseau karstique complet de type karst

gravitaire ou gravifique (Bakalowicz, 1996) soit élaboré; c'est donc sur ce type de karsts que nous focaliserons notre attention. En revanche, en Languedoc, les formes de cryptokarstification sont lisibles dans le paysage karstique et leurs formations peuvent être datées vis à vis de leur couverture sédimentaire et appréhendées par une approche en relation avec les variations du niveau de base; nous étudierons donc quelques figures de cryptocorrosion au cours de ce travail.

Au-delà de cette terminologie morphologique et hydrologique du karst, d'autres termes utilisés dans le cadre de cette problématique viennent s'ajouter, afin de caractériser l'aspect *réservoir* du karst.

Comme une grande partie du lexique sur le karst, là aussi certains termes se confondent et se mélangent, rendant les définitions confuses et trompeuses.

Le "potentiel de karstification" ou "potentiel karstique" selon Mangin, (1975) et Bakalowicz, (1986) s'apparente à un "potentiel de dissolution" contrôlé par un gradient hydraulique (potentiel d'érosion mécanique) et l'agressivité de l'eau (potentiel d'altération chimique). De plus, le potentiel de karstification est dépendant de la pluviométrie et de l'activité végétale de la région étudiée; le climat va donc avoir une influence importante sur le développement des aquifères karstiques (Camus, 2003; Garry, 2007).

Ce terme est réemprunté et déformé au cours des années 2000 par plusieurs auteurs en utilisant le terme de "potentiel karstifiable théorique" pour définir l'épaisseur de roche qui aurait pu être karstifiées, ou autrement dit, la hauteur de la pile sédimentaire constituée de roches karstifiables situées au-dessus du niveau de base (Aunay & Le Strat, 2002). Au sein de cette définition, les auteurs précisent bien que cette notion de "potentiel karstifiable théorique" ne prend pas en compte les paramètres chimiques de la dissolution. Puis dans le même article (Aunay & Le Strat, 2002), le terme de "potentiel karstifiable théorique" se transforme en "potentiel de karstification théorique", puis est raccourci en "potentiel de karstification" lors de la publication suivante (Aunay et al., 2003). Le terme "potentiel de karstification" est repris par Dorfliger et al., (2008) et défini comme "*i) une différence de potentiel hydraulique entre la zone d'alimentation de l'aquifère et l'exutoire du système correspondant au niveau de base et ii) par l'existence d'un flux de solvant de la roche encaissante*". Cette dernière définition semble tenter de renouer avec la définition de Mangin (1975) et Bakalovicz (1986), mais plus loin au sein d'un même paragraphe, la notion de potentiel de karstification est à nouveau distinguée du "flux solvant", réduisant sa définition à un potentiel hydraulique, exprimé en mètres.

On comprend ces auteurs, car il est tentant d'assimiler le "potentiel de karstification" à la notion d'épaisseur de pile sédimentaire potentiellement karstifiée. Mais ce terme a déjà été défini dans les années 70-80 comme correspondant à un potentiel de dissolution. Il aurait éventuellement fallu garder le terme de "potentiel karstifiable théorique" afin de le distinguer du "potentiel de karstification".

Afin de s'affranchir de toute ambiguïté lors de la lecture de ce manuscrit, nous parlerons donc "d'épaisseur potentielle de massif karstifié", ou bien "d'épaisseur de massif potentiellement karstifiable".

Cette notion d'épaisseur potentiellement karstifiée est extrapolée en volume sous le nom "*d'accommodation karstique*", défini par Dorfliger et al, (2008) comme étant : "*le volume disponible entre le niveau de base d'un karst d'âge donné et la paléosurface qui lui est connectée dans une même séquence eustatique*".

Enfin, une dernière notion est présentée, qui est la notion de "fenêtre à karst", en analogie à la fenêtre à huile ou à gaz, et représente : *"sur le seul critère eustatique, la somme des accommodations karstiques [...] qui peut évoluer en fonction des paramètres structuraux"* (Dorfliger et al., 2008).

Nous reviendrons à la fin de ce chapitre II, à la lumière des exemples étudiés, sur ces différentes notions qui caractérisent le système karstique en termes de *réservoirs*, et dont la terminologie reste à préciser.

3. LE KARST DES BAUXITES

3.1. INTRODUCTION

La formation de la bauxite est le résultat d'une altération *in situ* d'une roche-mère silico-alumineuse. Le processus géochimique majeur est une ferrallitisation de cette roche-mère. On distingue les bauxites latéritiques dont le substratum est constitué de roches éruptives, métamorphiques ou sédimentaires non carbonatées et les bauxites karstiques dont le substratum est carbonaté ou marneux (fig 2.9).

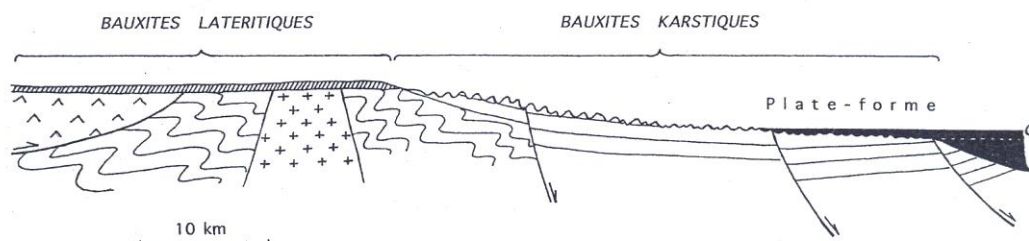


Figure 2.9 : représentation schématique des deux principaux types de gisements bauxitiques qui s'organisent sur un profil amont-aval (modifié d'après Combes & Bardossy, 1994).

Les bauxites présentes en Languedoc correspondent à un type de bauxite karstique, car on les trouve sur un substratum calcaire. Il faut différencier deux groupes de bauxites à substratum calcaire : les bauxites primaires et les bauxites secondaires (Combes 1972).

En Languedoc, on trouve des bauxites primaires où le substratum carbonaté constitue le support à la roche mère, altérée en bauxite sur place. Ce type de genèse en deux temps est appelé parautochtonie ou autochtonie relative. Les roches-mères à l'origine de ces bauxites sont des sédiments argileux déposés dans un premier temps sur la plateforme puis altérés ensuite. En Languedoc, on trouve ce type de bauxite dans le secteur de Saint-Chinian, à Cazouls-les-Béziers (Combes, 1969).

Les bauxites karstiques secondaires résultent du dépôt de sédiments bauxitiques détritiques issues d'un gisement de bauxites primaires érodées, transportées et re-sédimentées sur un substratum calcaire. L'origine est purement allochtone. Le dépôt de bauxites karstiques secondaires le plus caractéristique dans la région est situé dans le bassin de Villeveyrac. Il existe également des bauxites karstiques secondaires "de gisement complexe", qui après leur bauxitisation sous forme primaire ou secondaire ont été affectées par des karstifications et des transformations épigénétiques. C'est le cas des bauxites du site de Bédarieux (Combes, 1973).

Il existe donc toute une série de stades d'évolution de la bauxite qui se fait le long du profil amont-aval, en rapport avec le niveau de base,.

Ce chapitre sur les bauxites fait la synthèse bibliographique des sites bauxitiques du Languedoc, concernant les différents faciès de bauxites, leur rapport avec le niveau de base, ainsi que leur mise en place dans le contexte géologique de l'époque.

Nous apporterons une précision sur la datation du toit de la bauxite à Villeveyrac, découverte partagée par P.J. Combes, M. Lopez et M.J. Fondécave Wallez. Une réflexion sur la répartition bauxite/Néocomien sera menée sur la zone du Languedoc afin de déterminer par la suite les zones potentiellement karstifiées lors de l'épisode des bauxites. Après un rappel sur la chronologie des

événements et l'origine de l'épisode bauxitique lors du Crétacé, une réflexion sera présentée sur la position du niveau de base et la répartition de la karstification.

3.2. FACIES, DATATION & REPARTITION

3.2.1. Faciès, typologie et datation des bauxites karstiques du Languedoc

Au sein des bauxites karstiques du Languedoc, on identifie différentes morphologies de gisement, en rapport avec leurs conditions de formation (Combes, 1969). On trouve des gisements de bauxite en couches (Saint-Chinian), sous forme de poches karstiques (Bédarieux), en dépôts stratifiés (Villeveyrac) ou encore en formations superficielles (Causse du Larzac) (fig 2.10). Chaque type de gisement signe un paléo-environnement qui sera ensuite assimilé, dans la partie 3.4 à sa position vis-à-vis du niveau de base et au sein du profil amont-aval.

- La bauxite en couche : exemple de Saint Chinian (Cazouls-les-Beziers)

○ Faciès

Bien que la région Cazouls-les-Béziers appartienne à l'Arc de Saint-Chinian, et de ce fait fortement affectée par la tectonique post-bauxitique pyrénéenne, il y est décrit (Combes, 1969) un gisement bauxitique de type couche, correspondant au faciès primaire de la bauxite. La couche bauxitique est composée de la succession de 3 profils différents qui résultent de plusieurs épandages argileux successifs subissant une altération *in situ*. Les premiers épandages n'ont subi qu'une altération limitée et forment un ensemble d'argilite latéritique à concrétions purement ferriques. Le dernier épandage a subi une altération plus aboutie créant la formation d'une bauxite pisolitique (Combes, 1969).

○ Datation

La bauxite de Saint-Chinian se développe sur un substratum calcaire et dolomitique du Lias et du Dogger, de plus en plus jeune en se déplaçant vers le Sud Est (Alabouvette et al, 1982). Le mur de la bauxite est Hettangien à Pierrerue (au nord), Hettangien-Sinémurien à Villespassans, et Dogger à Cazouls (au sud). La surface bauxitique recoupe obliquement la série stratigraphique mésozoïque. Le toit de la bauxite est associé au Crétacé supérieur et plus particulièrement à un âge turono-sénonien (Freytet 1965).

- La bauxite de type poche : exemple de Bédarieux

○ Faciès

Le faciès sédimentaire de la bauxite de Bédarieux est constitué par une bauxite rouge pisolitique et une bauxite argileuse concentrant des plans de glissement qui séparent des masses de bauxite déplacées les unes par les autres. Ces faciès d'argilite lustrée et de bauxite pisolitique sont comparables aux faciès des bauxites primaires que l'on retrouve en Ariège. L'interprétation de la genèse de cette bauxite faite par Combes (1969) indique une évolution polyphasée, avec dans un premier temps la formation de bauxites primaires de type couche, comparable au gisement de l'Ariège, puis une phase de karstification qui remanie le matériel bauxitique dans des poches karstiques. On a sur ce même site la superposition de bauxites primaires et secondaires plus ou moins affectées par des karstifications et des transformations épigénétiques ultérieures.

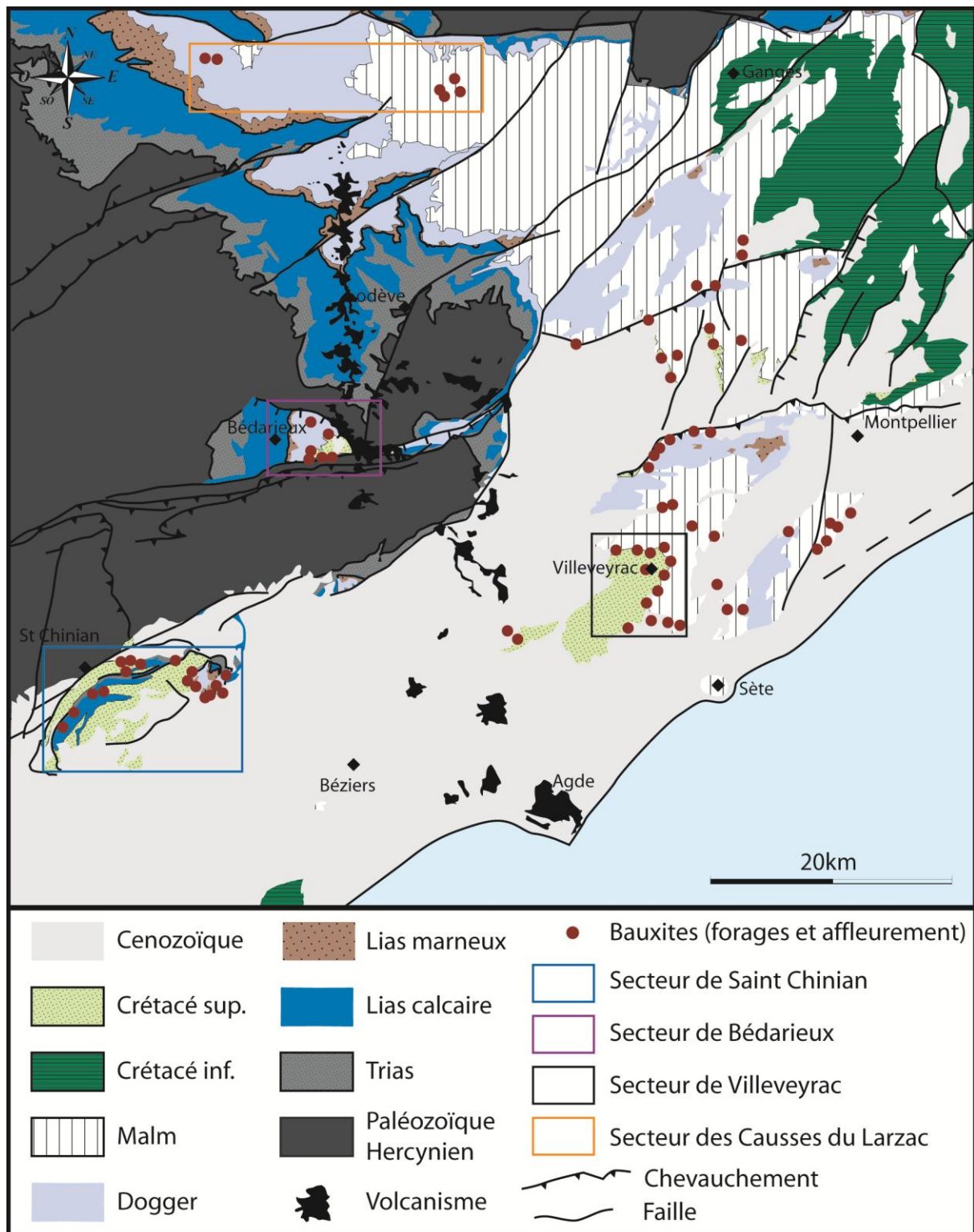


Figure 2.10 : Carte géologique simplifiée du Languedoc sur laquelle est reportée la localisation des bauxites à l’affleurement et traversées par forages. Les encadrés correspondent aux secteurs décrits dans le texte.

- Datation

Cette bauxite se trouve dans des poches karstiques parfois profondes qui affectent les terrains dolomitiques du Dogger et du Jurassique supérieur. Le toit de la bauxite argilo-conglomératique est rapporté à l'Eocène inférieur (Lapparent, 1930 et Vincent, 1953). Le toit de cette bauxite n'est pas affecté par les effondrements et les soutirages karstiques qui ont formé les poches; il vient donc sceller le karst et son remplissage bauxitique.

- La bauxite en dépôts stratifiés : exemple de Villeveyrac

○ Faciès

La bauxite de Villeveyrac se présente sous forme de couche, mais les traces de stratification et de figures sédimentaires au sein des dépôts prouvent une origine allochtone qui les distingue des bauxites primaires d'Ariège (Combes, 1969). L'organisation de ces dépôts bauxitiques est caractérisée par la présence de plusieurs mètres de bauxites massives rouges contenant des concrétions hématitiques et des pisolithes. On retrouve, de manière comparable aux bauxites de l'Ariège, la partie supérieure du profil bauxitique caractérisée par une déferrification sous l'influence d'un toit argilo-litigneux, appelée bauxite blanche (fig 2.11).

○ Datation

Les sédiments bauxitiques du bassin de Villeveyrac reposent sur un mur de Jurassique supérieur (Portlandien) qui présente des formes de karstification sous couverture de plusieurs types (fig 2.12). Dans le secteur Nord-Ouest de l'exploitation de l'Olivet du bassin de Villeveyrac, on trouve des structures de dissolution qui caractérisent une surface irrégulière en pinacles verticaux aux angles arrondis qui peuvent atteindre 5 à 6m de haut (fig 2.12C). Plus à l'Est, le mur de la bauxite dégagé lors de l'exploitation, présente un dallage de pinacles dont la formation est le résultat de la dissolution préférentielle des diaclases préexistantes, lors de la mise en place d'une couverture perméable non karstifiable, les bauxites (Courreges, 1997 ; Dupuis, 1992 ; Quinif et al., 1997 ; Salomon et al., 1995). Ce type de cryptocorrosion aboutit à un aplanissement généralisé de la surface carbonatée (Nicod, 1992), visible sur la fig 2.12A. Dans les deux cas, les vides sont remplis par une brèche à éléments bauxitique et à matrice argileuse produite par soutirage vers le bas du niveau bauxitique (Combes, 1965, 1969, 1978) (fig 2.12B).

Dans les sédiments continentaux qui constituent le toit de la bauxite, on trouve des indices de datations en plusieurs localités donnant un âge du Turono-Sénonien (Mattauer & Proust, 1963) à Bégudien (Campanien). Cependant, de récentes découvertes de foraminifère dans un banc de grès au toit de la bauxite dans la mine de Villeveyrac (communication de P.J. Combes), ramène la datation du toit de la bauxite à un âge plus vieux : le Vraconien (Albien supérieur).

• Secteur de l'Olivet

Au Sud-Ouest de Montpellier, la bauxite est encore exploitée dans la carrière de Villeveyrac. Dans le secteur de l'Olivet, au Mas Rouch, (coordonnée de l'affleurement : Lambert II étendu X : 700712.697, et Y : 1836249.575) au toit de la bauxite, on trouve une argile sombre à niveau de débris ligniteux, argile bariolée à traces de racines et concrétion de fer pédogénétique. Bien visible sur une quinzaine de mètres, à la base du tiers supérieur, on trouve une barre (1.5m de hauteur) à base érosive et litage horizontal de grès grisâtre à glauconie correspondant à un faciès de barre d'embouchure (fig 2.13A).

Les grès de ce banc ont donné un assemblage paléontologique -*Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Rotalupora subticinensis* (GANDOLFI), *Ticinella madecassiana* (SIGAL), *Ticinella primula* (LUTERBACHER) et *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI) (fig 2.13B)- déterminé par de M.J. Fondecave-Wallez; donnant à ces grès un âge Vraconien (Albien supérieur).

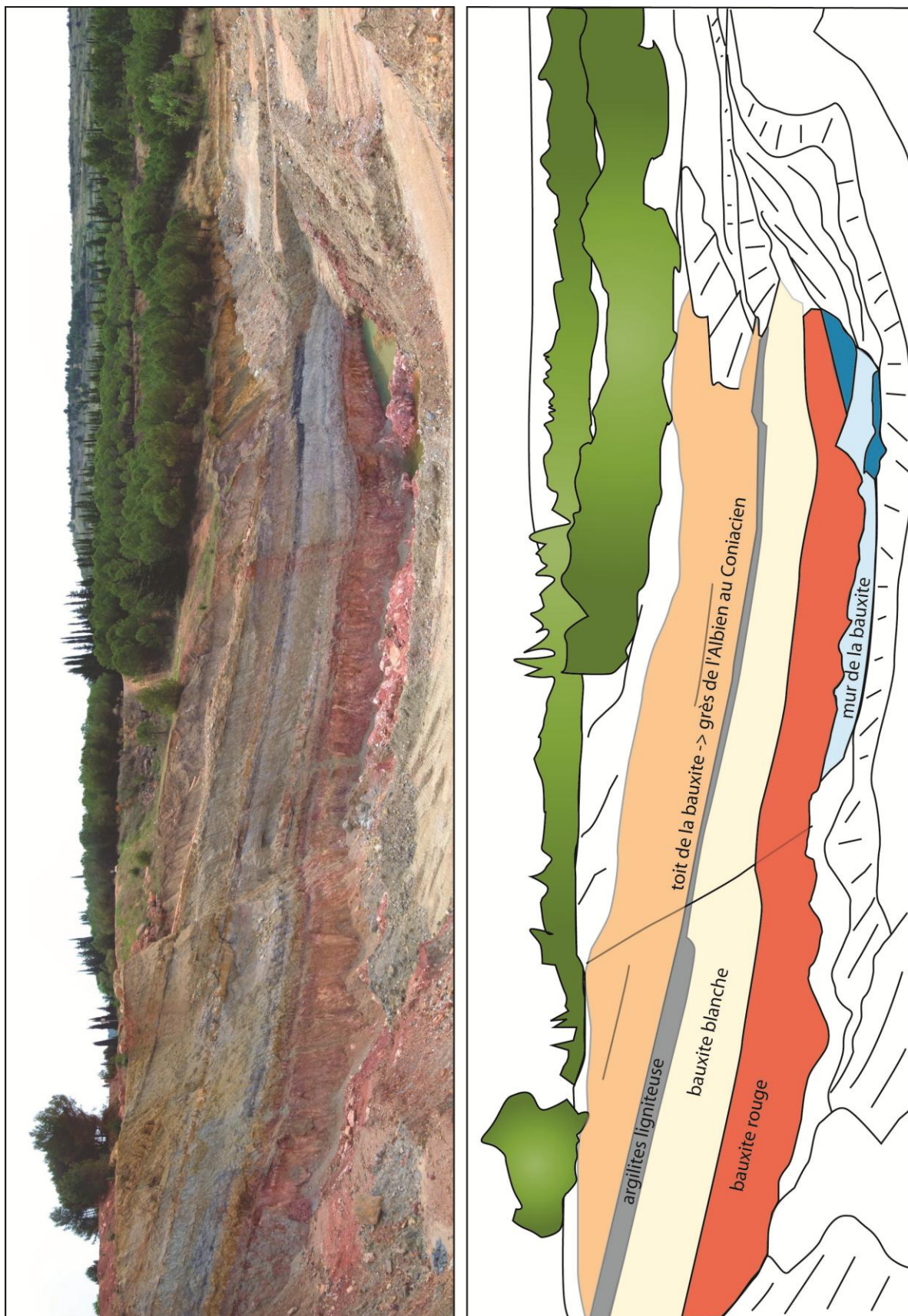
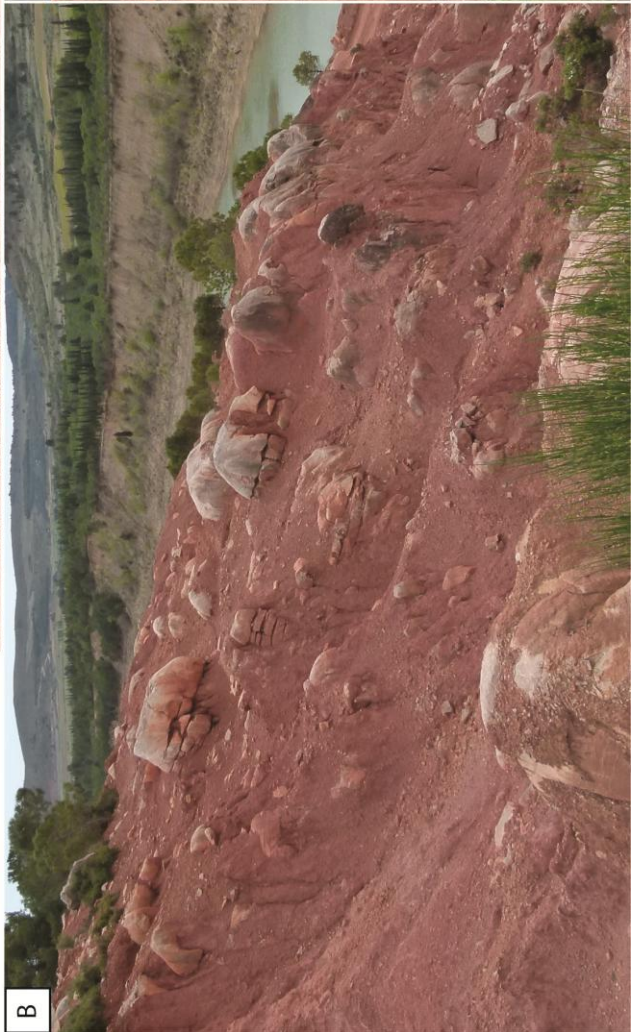
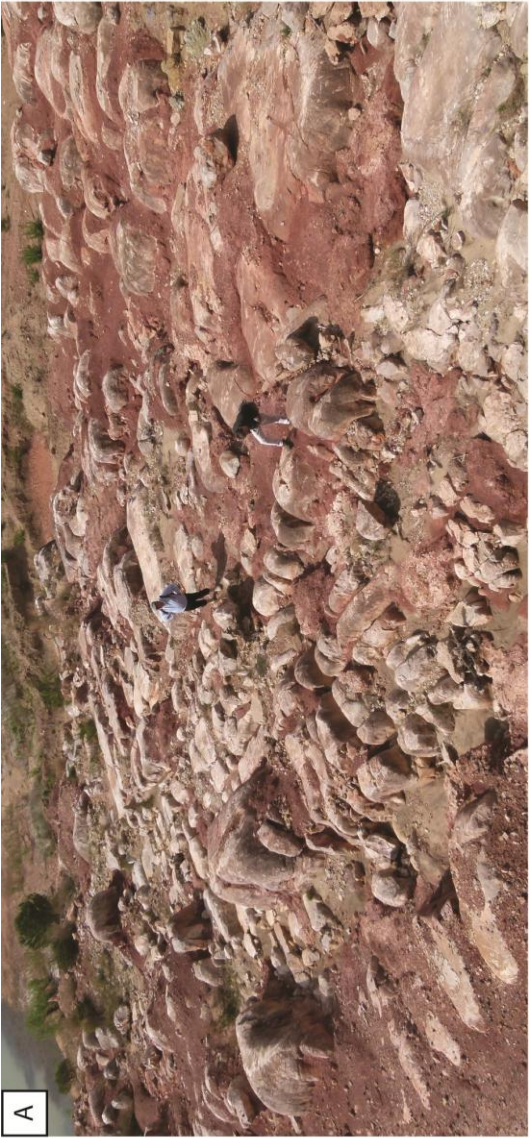


Figure 2.11 : Profil de la bauxite de Villeveyrac : 1) toit de la bauxite composé des grès albiens à Turono-Senonien, 2) couche d'argiles ligniteuses à partir desquelles se produit une percolation *per descensum* d'acides humiques (De Lapparent, 1930) qui solubilisent le fer de la bauxite (hématite). L'élimination totale du fer abouti à la formation de la bauxite blanche (3), 4) bauxite rouge.



C

B



A

Figure 2.12 : Les différentes formes karstiques observées dans le Jurassique supérieur de Villeveyrac. a et b) dallage de pinacles, c) forme en dents et clochetons. Ces formes sont le résultat d'une altération de cryptocorrosion se faisant sous couverture de sédiments perméables non karstifiables : les bauxites.

- Secteur du tunnel de St Pargoire

Plus à l'Ouest du secteur de l'Olivet, dans le secteur NW de Villeveyrac sous la départementale D2, l'ancienne voie de chemin de fer longe le toit de la bauxite. Sur quelques centaines de mètres, des bancs de grès, d'une épaisseur totale atteignant 2-3m, présentent le même faciès que les grès de l'Albien supérieur de l'Olivet.

Trois lames minces ont été réalisées, présentant un faciès de grès calcaire avec de très nombreux quartz subanguleux à subarrondis, quelques tourmalines et quelques zircons, quelques grains de glauconie, le tout dans une matrice sparitique. Deux lames présentent des associations de foraminifères planctoniques de l'Albien supérieur, avec les espèces *Ticinella raynaudi* (SIGAL), *Ticinella primula* (LUTERBACHER), *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Ticinella madecassiana* (SIGAL), *Rotalipora balernaenses* (GANDOLFI), *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) (fig 2.13C), déterminatiées par MJ Fondécave-Wallez.

-La bauxite de type formations superficielles : Exemple des Causses du Larzac

- Faciès

Les affleurement de bauxites ont été plus récemment trouvés sur les Causses de Campestre et de l'Hospitalet (Bruxelles et al., 1999). Leur faciès est caractérisé par une bauxite blanche à pisolithes rouges ou une bauxite rouge foncé. On trouve au sein de ces faciès la présence de boehmite mêlée à de la kaolinite, de la goethite et de l'hématite. On les trouve sous forme de blocs épars dans des champs qui occupent le fond de dolines, dans des poches karstiques et dans des dépressions profondes de types "grands sotchs" (Bruxelles 2001).

- Datation

Cette bauxite est décrite comme une bauxite parautochtone dont les processus de formations ont été multiples et complexes et dont la dernière phase résulte d'un piégeage au sein du karst (Bruxelles, 2001). Du fait de la mauvaise qualité des affleurements, il est difficile de caractériser les structures qui ont servi de piège aux formations latéritiques remaniées. Actuellement le mur de ces bauxites est constitué par le Dogger supérieur sur le Causse de l'Hospitalet et du Malm sur le Causse de Campestre. Le toit de cette bauxite n'est pas observé en place. Il est constitué par des dépôts de Crétacé supérieur marin d'âge Coniacien découverts à l'état de sédiments résiduels sur les Causses (Alabouvette & al 1984 ; Bruxelles et al, 1999).

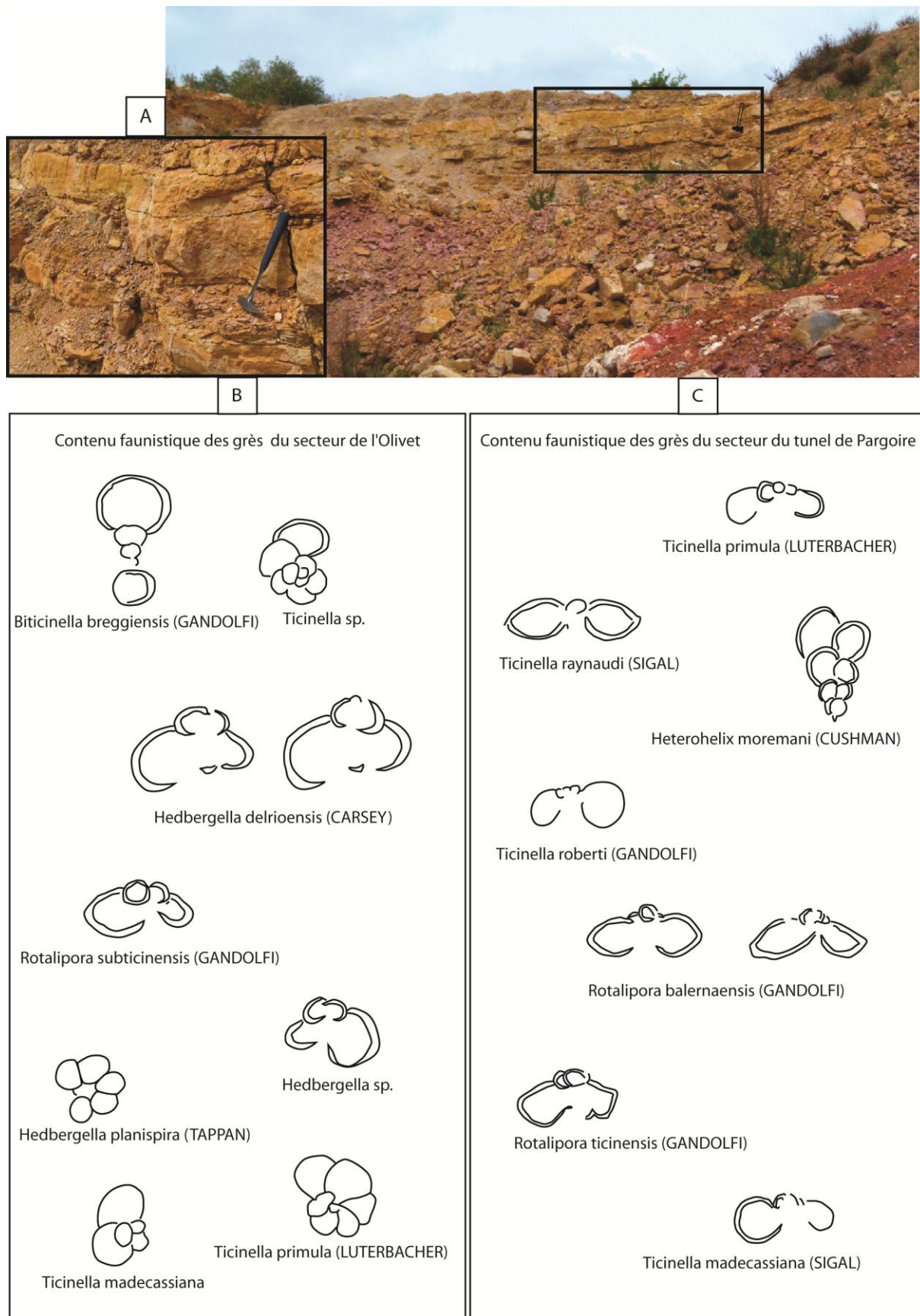


Figure 2.13 : Datation du toit de la bauxite de Villeveyrac. A) Affleurement d'un banc de grès de barre d'embouchure du secteur de l'Olivet ayant délivré de la faune marine. Détermination du contenu faunistique (foraminifères) du toit de la bauxite par MJ Fondacave-Wallez B) Secteur de l'Olivet, C) Secteur de St Pargoire.

3.2.2. Répartition des bauxites et discussion

En Languedoc, on observe une relation très nette entre la préservation du Néocomien dans la partie Est et le dépôt de bauxites à l'Ouest sur la série carbonatée du Jurassique depuis le Malm (Villeveyrac) jusqu'au Lias calcaire au environ de Saint-Chinian (fig 2.10).

Cette zonation mise en évidence par l'écorché anté-bauxitique (fig 2.14) met en évidence une période d'érosion, avant la mise en place des bauxites, puisqu'elle se dépose sur un substratum déjà différencié par une dénudation d'amplitude stratigraphique croissante vers l'ouest. L'évidence la plus flagrante se trouve dans le secteur de Saint-Chinian, à Cazouls-les-Béziers, où la bauxite primaire parautochtone se forme sur un substratum composé de Lias calcaire déjà à l'affleurement. Il s'agit donc d'une érosion post-néocomienne et anté-bauxitique. La zonation observée suggère une surrection, à l'origine de l'érosion, et permet de proposer deux hypothèses: 1) basculement des séries téthysiennes vers l'est, associé à cette surrection, ou 2) érosion de terrains sub-horizontaux d'épaisseur décroissante vers l'ouest. On retiendra la deuxième hypothèse comme hypothèse de travail, car il n'existe aucune preuve de basculement des séries téthysiennes de l'Ouest à l'Est, de plus l'amincissement des séries Jurassiques vers le Nord (Massif Central) et vers le l'Ouest est déjà bien documentées (Baudrimont & Dubois, 1977).

L'écorché du mur des bauxites (fig 2.14) est créé à partir des données de forages pétroliers d'exploration, de sondage extrait de la banque de données du sous-sol (BSS), et des affleurements de bauxite répertoriés dans la bibliographie (Lajoinie & Laville 1979, Bruxelles, 2001). Il est relativement aisé d'extrapoler le mur de la bauxite dans la partie Ouest et Nord de la zone, où les déformations postérieures n'ont pas fait disparaître les traces de bauxite, que ce soit à l'affleurement ou en forage. A l'inverse, il est difficile de relier la zone de Saint-Chinian à celle du Sud du bassin de l'Hérault (zone encadré orange, fig (2.14), pour plusieurs raisons. Il existe un hiatus dans les données concernant les forages traversant les bauxites entre ces deux zones. En effet, les forages qui se trouvent en position intermédiaire, montrent les formations du Jurassique (depuis le Malm au Lias calcaire) directement recouvertes par des sédiments oligocènes ou miocènes. Cette lacune importante, montre que les déformations postérieures à la mise en place des bauxites ont fortement affecté cette zone et érodé toutes traces de bauxite et de son mur.

La zone Sud-est présente des déformations pyrénéennes de type chevauchements et écaillés (Alabouvette et al, 1982), trop importantes pour pouvoir corréliser le mur des bauxites entre le secteur de Saint-Chinian et le bassin de l'Hérault. L'interpolation du mur des bauxites de cette zone intermédiaire ne peut aboutir à un écorché fiable. Dans un premier temps, il serait utile d'effectuer une restauration tectonique, pour former une carte palinspastique et ensuite reporter les points de bauxite. Sans cela, l'écorché n'a pas de sens dans cette zone intermédiaire.

On remarque cependant dans le forage de Cazouls_1 (secteur Saint-Chinian), une succession de 4 écaillés à base triasique, dont l'écaillé du sommet montre la bauxite reposant sur le Dogger (Bajocien), alors qu'en base de forage, l'Eocène repose sur le Lias Calcaire (Hettangien). Que ce dernier soit autochtone ou allochtone (le forage s'arrête dans l'Hettangien), le Dogger et la bauxite à son toit, eux ont clairement été charriés vers le nord lors de la déformation pyrénéenne. Cela suggère que, de la même manière que la zonation qu'on observe de l'Est à l'Ouest, il apparaît aussi une zonation du Nord au Sud, indiquant que la surrection maximale est localisée au Nord et Nord Ouest (zone de la Montagne Noire et Massif Central). Les forages de Béziers permettent de situer la transition entre le domaine continental sur lequel se développent les bauxites, et le domaine marin, où se déposent des sédiments marins d'âge Aptien à Santonien.

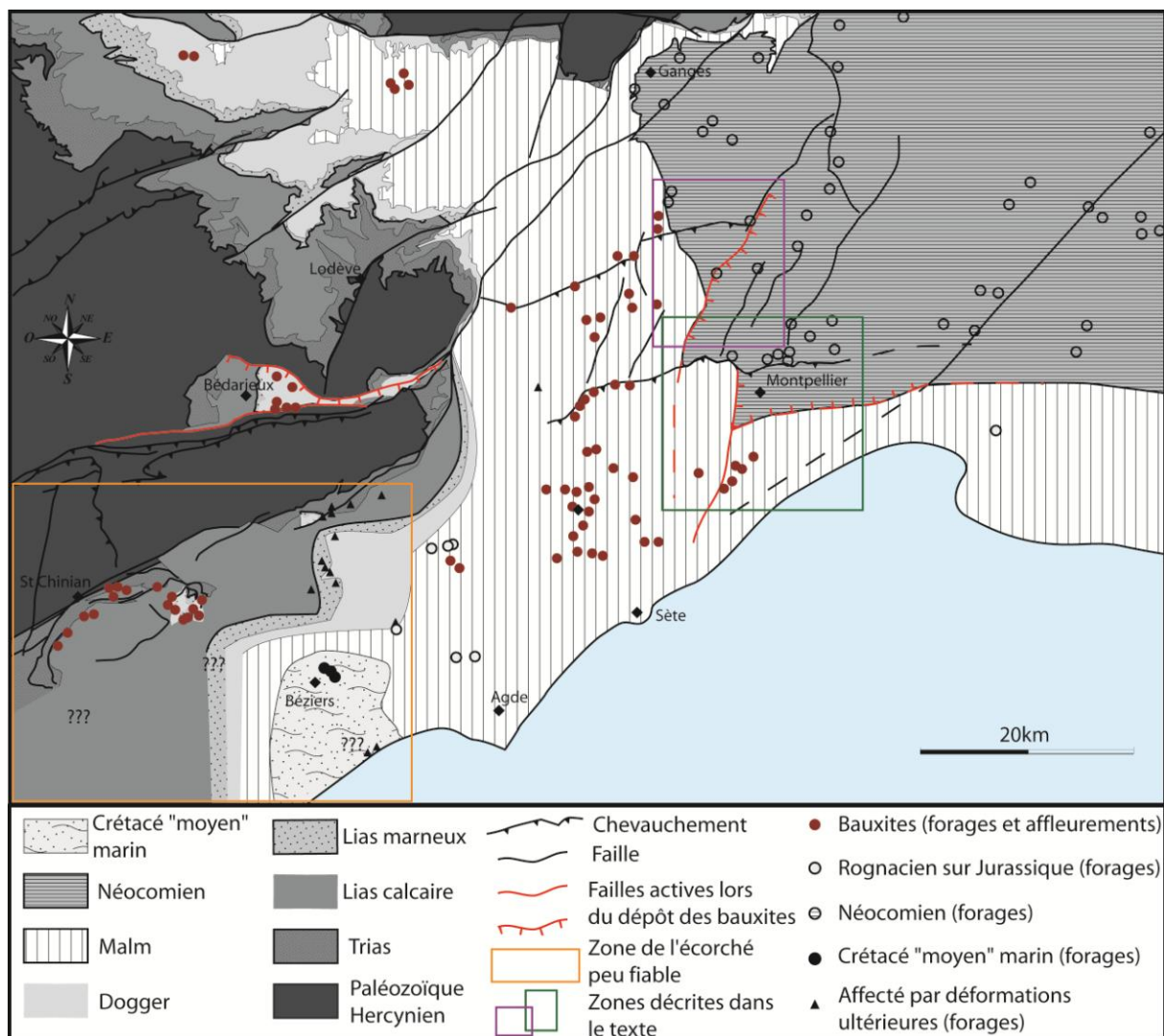


Figure 2.14 : Ecorché du mur de la bauxite en Languedoc sur les terrains téthysiens. La zone à bauxite est mise en relation avec la préservation du Néocomien à l'Est et le dépôt du Crétacé "moyen" marin au Sud

La construction de l'écorché permet de mener plusieurs réflexions concernant la transition entre le Malm karstifié associé à des dépôts de bauxites et le Néocomien où aucune zone bauxitique n'a été mise en évidence dans l'Hérault. Ceci est documenté dans la zone nord montpelliéraine : 1) à la transition Malm/Néocomien de la bordure Ouest au niveau du Pic Saint Loup et de la faille des Matelles et 2) au niveau de la partie Est du chevauchement de Montpellier.

❖ Zone du Pic Saint Loup

Sur le panneau situé entre le Pic St Loup, la faille des Matelles et le chevauchement de Montpellier, le Rognacien repose directement sur le Malm (fig 2.15), en recouvrant localement des dépôts bauxitiques (Andrieux et al., 1971), démontrant que le Néocomien avait disparu avant le dépôt des bauxites. Cependant, la transition Malm/Néocomien se fait de deux manières dans la région des Matelles-Pic Saint Loup. On trouve un contact par faille au Sud des Matelles et un contact en onlap à l'Est du Causse de Pompignan et du bassin de Saint Martin de Londres (Philip et al., 1978). Afin de reconstituer l'écorché des bauxites, la question se pose pour cette transition au niveau du Pic Saint Loup. La structure étant d'âge Eocène moyen à supérieur (Arthaud & Séguret, 1981; Arthaud & Laurent, 1995), les bauxites, si elles se sont déposées ont pu être décapées. Mais se sont-elles réellement déposées au niveau du Pic Saint Loup?

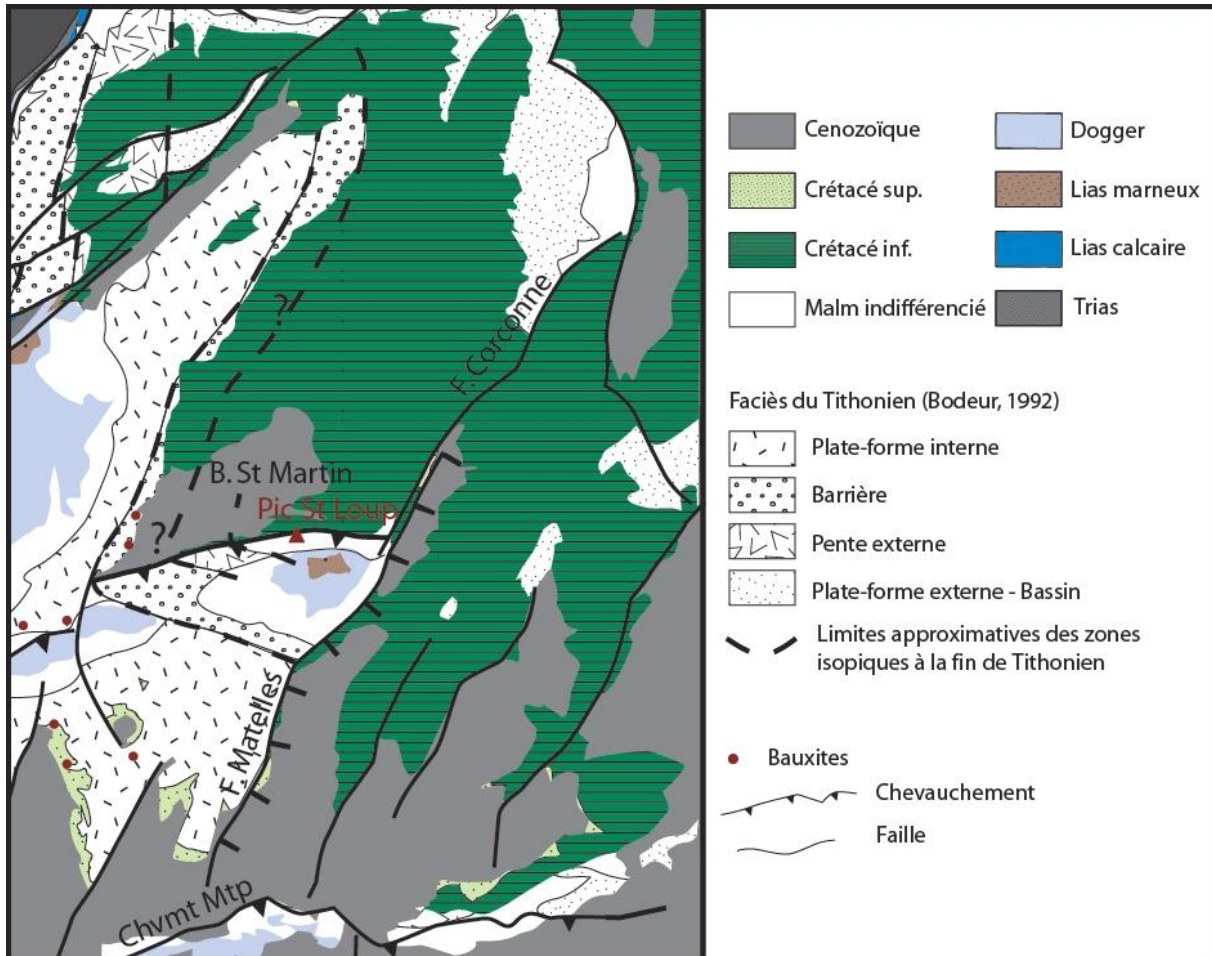


Figure 2.15 : Carte géologique simplifiée du secteur du Pic Saint Loup, montrant la répartition des bauxites par rapport aux dépôts néocomiens. Différenciation des faciès du Tithonien cartographiés par Bodeur (1992)

Si le Néocomien avait disparu avant le dépôt des bauxites sur le panneau au nord du chevauchement de Montpellier; au niveau même du Pic Saint Loup, on ne trouve aucune trace de Rognacien (fig 2.15), du fait de l'érosion postérieure induite par le chevauchement. En revanche, on trouve plusieurs indices qui suggèrent la présence de Néocomien au niveau du Pic Saint Loup pendant l'épisode des bauxites :

- la proportion de clastes néocomiens dans les brèches bartoniennes sédimentées dans le sud-est du bassin de Saint-Martin-de-Londres est non négligeable (Delmas & Gay, 1998). Ceci implique que cette formation constituait une des sources d'apport, venant du démantèlement du relief créé par le chevauchement.
- le modèle de faille complexe proposé par Benedicto (*in* Seranne et al, 1995), suggère un plan de décollement à l'interface des calcaires du Malm et des sédiments marno-calcaires néocomiens, propice à la propagation du palier supérieur de la faille listrique des Matelles lors de l'ouverture Oligo-Aquitaniennne du Golfe du Lion. Cette propagation s'effectue sur le flanc Sud du Pic Saint Loup (fig 2.16, Benedicto, 1996).

avant la mise en place du chevauchement. Mais il n'est nul besoin d'invoquer la présence d'une hypothétique faille invisible en sismique pour expliquer cela. Une flexure du socle suffit et permettrait d'expliquer la position d'un haut-fond pendant le Tithonien et le développement d'un faciès de barrière (Bodeur, 1976) à cet endroit. On observe le Néocomien en onlap le long de ce faciès de barrière récifale sur la bordure Ouest du Causse de Pompignan et du bassin de Saint-Martin-de-Londres. Lors de l'érosion de la couverture néocomienne, ce faciès de barrière joue un rôle protecteur et conserve le Néocomien dans le bassin de Pompignan. On propose ce modèle au niveau du Pic Saint Loup, où on retrouve le même faciès de barrière, qui a permis de préserver le Néocomien au Nord et d'éroder la couverture dans la partie Sud. La transition bauxite/Néocomien au niveau de Pic Saint Loup serait donc liée à la présence d'un paléo-relief lui-même causé par une flexure du socle et permettrait d'accommoder l'érosion différentielle du Néocomien sur le panneau Sud.

Si, au niveau du Pic Saint Loup, la conservation du néocomien s'est faite grâce à un paléo-relief tithonien; au Sud, cette conservation s'est faite grâce au jeu de la faille des Matelles. Les évidences cartographiques nous montrent que le Rognacien repose directement sur le Jurassique supérieur à l'Ouest de la faille des Matelles, prouvant que les séries néocomiennes ont disparu au Crétacé moyen, alors qu'à l'Est de la faille, les terrains du Crétacé inférieur ont été préservés de l'érosion. Cette érosion différentielle s'explique par le jeu normal de la faille des Matelles, postérieurement au Néocomien et avant le Rognacien.

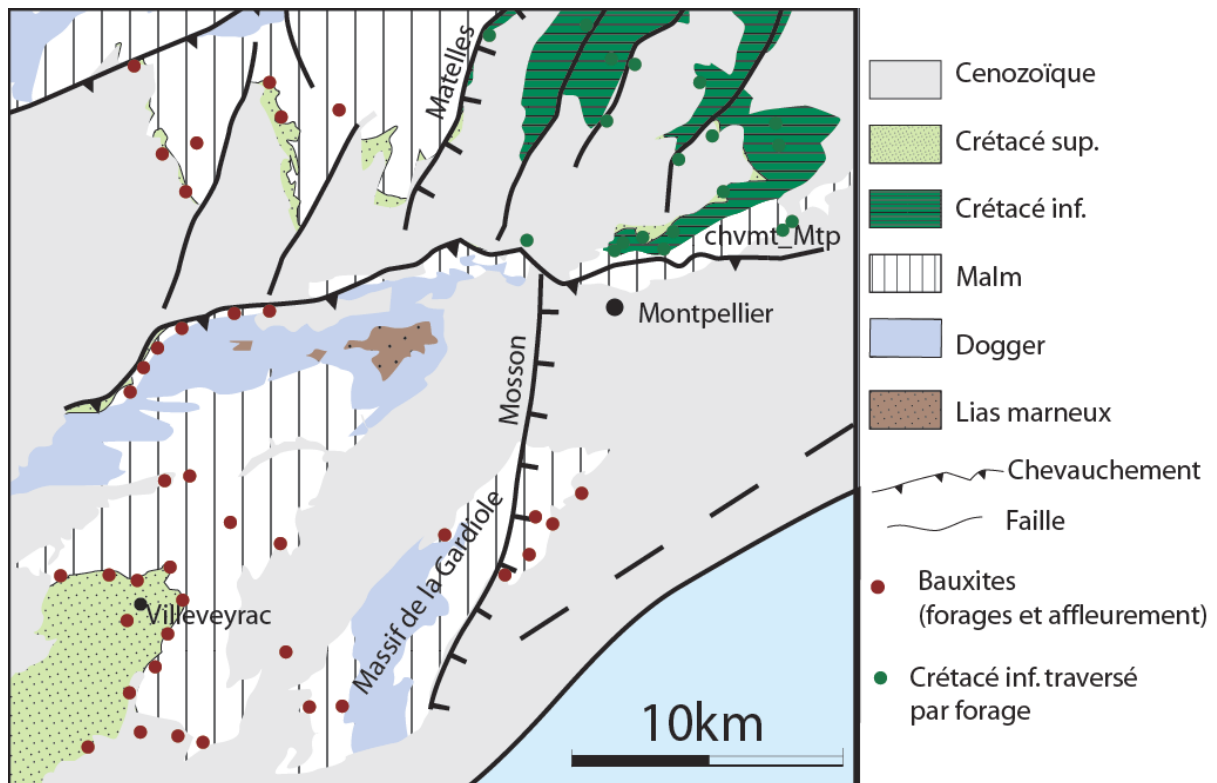
❖ Zone du chevauchement de Montpellier

Plus au Sud, la faille des Matelles se perd sous les dépôts syntectoniques du chevauchement de Montpellier (Andrieux et al., 1971). Dans la partie ouest du chevauchement, la présence de bauxite piégée dans les écailles frontales du Malm prouve que l'ouest du *hanging-wall* du chevauchement a subi l'épisode bauxitique (fig 2.18). En revanche, dans sa partie Est, l'érosion consécutive à la mise en place du chevauchement efface l'évidence de la transition bauxite/Néocomien sur le *hanging-wall*. Actuellement, le Néocomien est cantonné au front du chevauchement, et les bauxites ne réapparaissent que plus au Sud de Montpellier, au niveau du flanc Sud de la Gardiole (fig 2.18).

Afin de justifier la transition Néocomien/bauxite reportée sur l'écorché des bauxites, on cherchera à situer la transition, ainsi que le mode de transition (failles ou discordance), avant la mise en place du chevauchement de Montpellier.

La faille des Matelles qui accommode l'érosion différentielle du Néocomien au Nord du chevauchement de Montpellier est donc une faille préexistante au chevauchement. Elle a donc été affectée par ce dernier, et sa partie supérieure a pu être charriée par le chevauchement de Montpellier. L'unique faille majeure apparente sur le *hanging-wall* du chevauchement, d'orientation compatible avec la faille des Matelles, apparaît être la faille de la Mosson. Cette faille d'orientation Nord-Sud découpe le chevauchement de Montpellier avec une partie Ouest, où l'on retrouve des bauxites sur un substratum composé des calcaires du Malm en de nombreuses localités (fig 2.19), et une partie Est où on retrouve des dépôts néocomiens qui apparaissent à l'affleurement au sein des chevauchements frontaux du pli de Montpellier. On remarque que la faille de la Mosson est décalée et charriée vers le Nord-Est, ce qui indiquerait la direction globale de déplacement de la structure du chevauchement de Montpellier, en accord avec la direction N030 de raccourcissement pyrénéen (Arthaud & Seguret, 1981, Arthaud & Laurent, 1995). Ce déplacement est compatible avec les grands

décrochements NE-SW (direction Cévenole) le long des grandes failles régionales qui accommodent la déformation pyrénéenne (fig 2.19).



Position des failles avant la mise en place du chevauchement = position actuelle des failles de socle

Position des failles après la mise en place du chevauchement = position actuelle de l'émergence des failles de socle

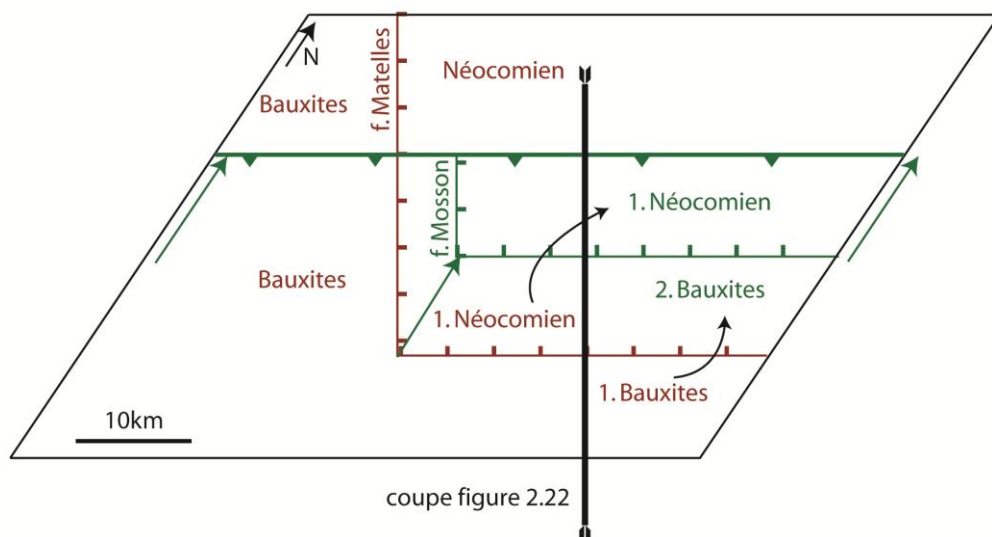


Figure 2.19 : Dessin schématisé de la mise en place du chevauchement de Montpellier en charriant les structures préexistantes des failles normales vers le NE. La faille des Matelles devient, sur le *hanging-wall* du chevauchement, la faille de la Mosson.

Cette hypothèse ne peut être prouvée, faute de données de sismique, du faible nombre de forages, et de l'érosion importante du *hanging-wall* du chevauchement. Cependant, elle constitue

une hypothèse séduisante qui permet d'expliquer la répartition bauxite/Néocomien qu'on observe sur la partie la plus septentrionale du *hanging-wall* du chevauchement.

Si l'ensemble du bloc ouest du *hanging-wall* du chevauchement de Montpellier présente de nombreuses zones à bauxites, le bloc Est lui n'illustre la présence de bauxite qu'au Sud de la Gardiole, prouvant que cette zone n'était déjà plus recouverte de Néocomien lors de l'épisode bauxitique. Au moment du dépôt des bauxites, il existait donc à l'Est de l'actuel chevauchement de Montpellier, une aire septentrionale qui constitue dorénavant le front du chevauchement, recouverte de Néocomien, et une partie plus au Sud qui en était dépourvue.

Afin d'expliquer cette répartition bauxite/Néocomien, nous faisons appel à un modèle tectonique, qui est utilisé pour justifier la position et l'émergence de nombreuses structures chevauchantes de la région. Ce modèle implique la présence d'une faille normale ou d'une flexure, antérieure à la mise en place du chevauchement, qui accommode de part et d'autre des épaisseurs différentes de série téthysienne. C'est le cas du modèle de Tempier (1987), avec l'existence d'une flexure au niveau de la Nerthe, chevauchement Pyrénéen localisé au niveau d'un épaissement du Jurassique, au NW de Marseille. C'est également le modèle proposé par Benedicto et al., 1996 : la présence d'une faille normale à regard nord, antérieure au chevauchement de Montpellier localise l'émergence du chevauchement et qu'il décrit à l'Est de notre zone d'étude (fig2.20 et 2.21).

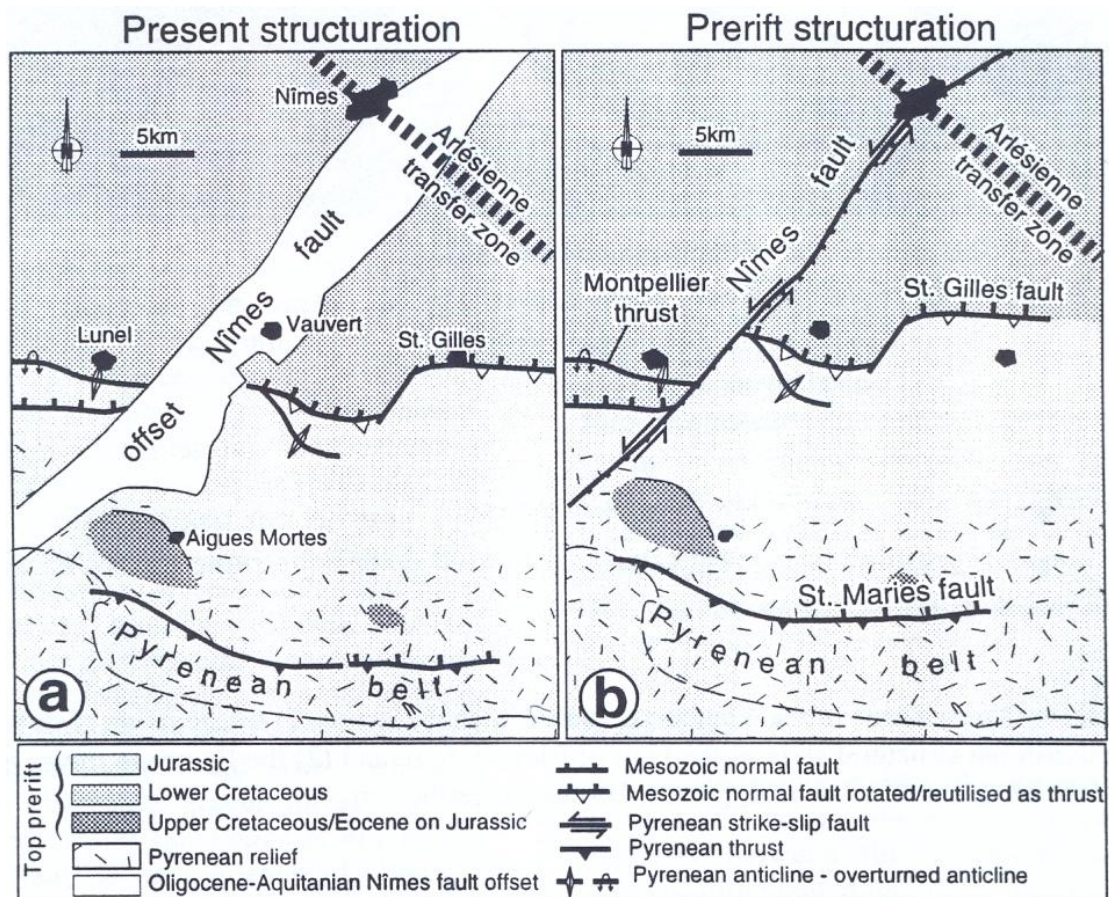


Figure 2.20 : Schéma structural dans la zone de croisement entre le chevauchement de Montpellier et la faille de Nîmes (voir fig 2.10) a) la position actuelle des structures pré-rift au niveau du graben de Vistrenque et b) la position des structures pré-rift avant l'extension oligocène (Benedicto et al., 1996).

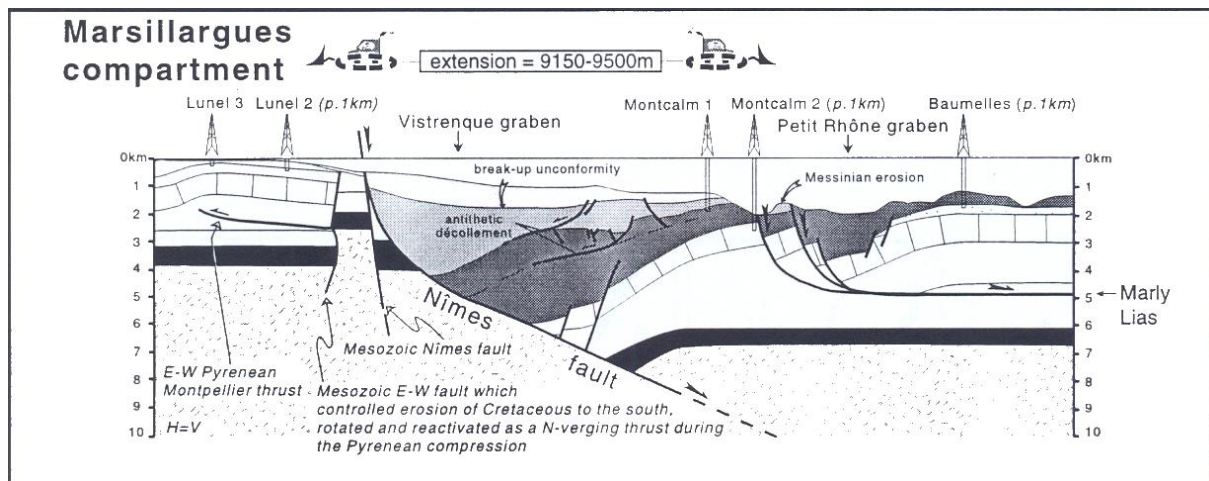


Figure 2.21 : Coupe à travers le bassin de Vistrenque d'après Benedicto et al, 1999, mettant en évidence la présence d'une faille normale à regard nord qui contrôle l'érosion du néocomien au Sud.

Le modèle de Benedicto (1996), s'applique très bien dans la partie Est du *hanging-wall* du chevauchement de Montpellier, avec une faille de socle d'orientation EW qui accommode une épaisseur différenciée de sédiments néocomiens de part et d'autre. Lors de l'épisode bauxitique, la partie Sud de cette faille est préalablement décapée et recouverte de dépôts des bauxites (fig 2.22), alors qu'au Nord, le Néocomien est conservé, et sera érodé plus tard lors de la mise en place du chevauchement de Montpellier (fig 2.22).

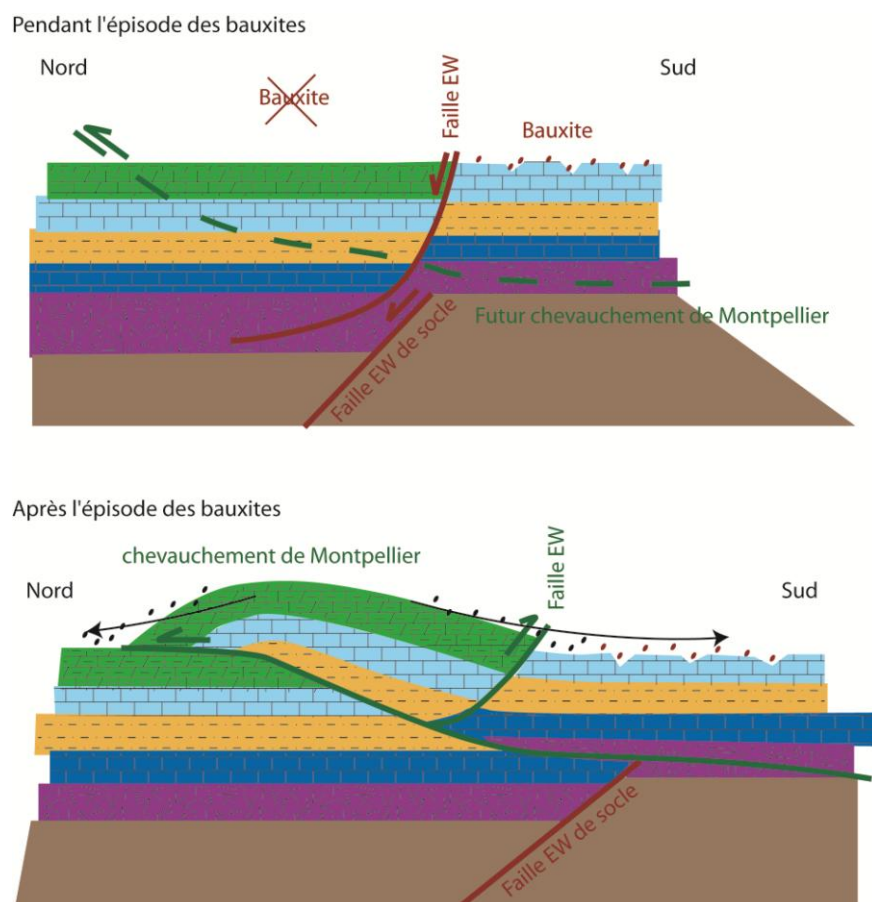


Figure 2.22: Modèle de mise en place du chevauchement de Montpellier dont l'émergence est provoquée par une faille de socle. Le fonctionnement de cette faille de socle au Crétacé, accommode la conservation du Néocomien sur le *footwall* et la karstification ainsi que la mise en place de bauxite sur le *hanging-wall*.

L'émergence de cette faille EW, charriée par le chevauchement de Montpellier est mise en évidence dans le chapitre IV, dédié à l'analyse des structures de la zone du Languedoc. On lui donne le nom de faille de Montpellier, pour sa partie dite "de surface", correspondant à sa partie affectant le *hanging-wall* du chevauchement. La faille de socle est appelée "faille de socle de l'Isthme durancien de Montpellier".

En résumé, la transition Néocomien/bauxite est variée. Elle peut se matérialiser par des failles de socle (Matelles et Montpellier) ou par contact stratigraphique sur un paléo-relief induit par flexuration ancienne du socle (Pic Saint Loup). Ces failles sont des failles normales qui signent donc un contexte en extension. On peut aussi signaler la présence de failles normales qui bordent le bassin de Bédarieux et permettent la préservation en son sein des séries téthysiennes affectées par la bauxite (Combes, 1973; Bogdanoff et al., 1984).

La tectonique pyrénéenne qui affecte profondément la région, efface une partie des indices bauxitiques ainsi que cette transition Néocomien/bauxite. On remarque qu'à l'Est et au Nord Est du bassin de l'Hérault, on ne retrouve jamais de bauxite sur les terrains du Dogger, pourtant largement affleurants, malgré leur proximité avec les terrains du Malm qui eux sont affectés par la bauxite. C'est le cas du Massif de la Gardiole, de la partie ouest du chevauchement de Montpellier, des anticlinaux de Viols-le-Fort et du Pic Saint Loup, ainsi que du Causse de la Selle (fig 2.10). Cette absence de bauxite sur les terrains du Dogger, suggère que leur mise à l'affleurement est postérieure à l'évènement des bauxites, et que la bauxite développée sur un mur de Malm a été décapée.

3.3. CAUSES : GEODYNAMIQUE

L'épisode des bauxites est attribué à une surrection du sud de la France, de la Montagne Noire à la Provence varoise, en passant par le sud du Massif Central. En Provence, la surrection a produit l'émergence et l'érosion sur une bande de terre située entre deux mers : la Mer Alpine (ou Voconciennne) au Nord-Est et du Bassin Sud Provençal, qui justifie le nom de « Isthme Durancien » (fig 2.23). L'histoire de la région d'étude pendant le Crétacé est complexe, mais de nombreux travaux ont permis de préciser le contexte géodynamique ainsi que la chronologie des événements qui se sont déroulés pendant cette période.

Au Néocomien, dans la continuité des dépôts marins préservés à l'est de la région (Gard), on observe que la zone est en domaine marin au moins jusqu'à l'Hauterivien supérieur (dépôts marins néocomiens les plus récents et les plus occidentaux à l'est du bassin de Saint-Martin-de-Londres (Philip et al., 1978), dont le faciès de calcaire argileux à débit en boules traduit un environnement de plateforme externe. L'extension géographique et l'épaisseur des dépôts néocomiens avant l'épisode des bauxites a récemment été remis en question. Les coupes des dépôts néocomiens réalisées dans la région Nord Montpelliéraine jusqu'à Ganges, par Amouroux (2003), montrent 1) un approfondissement général des environnements de dépôts en direction du Nord pendant le Berriasien-Valanginien et 2) aucune évidence d'amincissement des séries en direction du haut structural actuel des Cévennes. Ceci suggère qu'une mer franche recouvrait le sud du Massif Central au Néocomien, et que cette zone était subsidente pour permettre le dépôt de séries de cet âge.

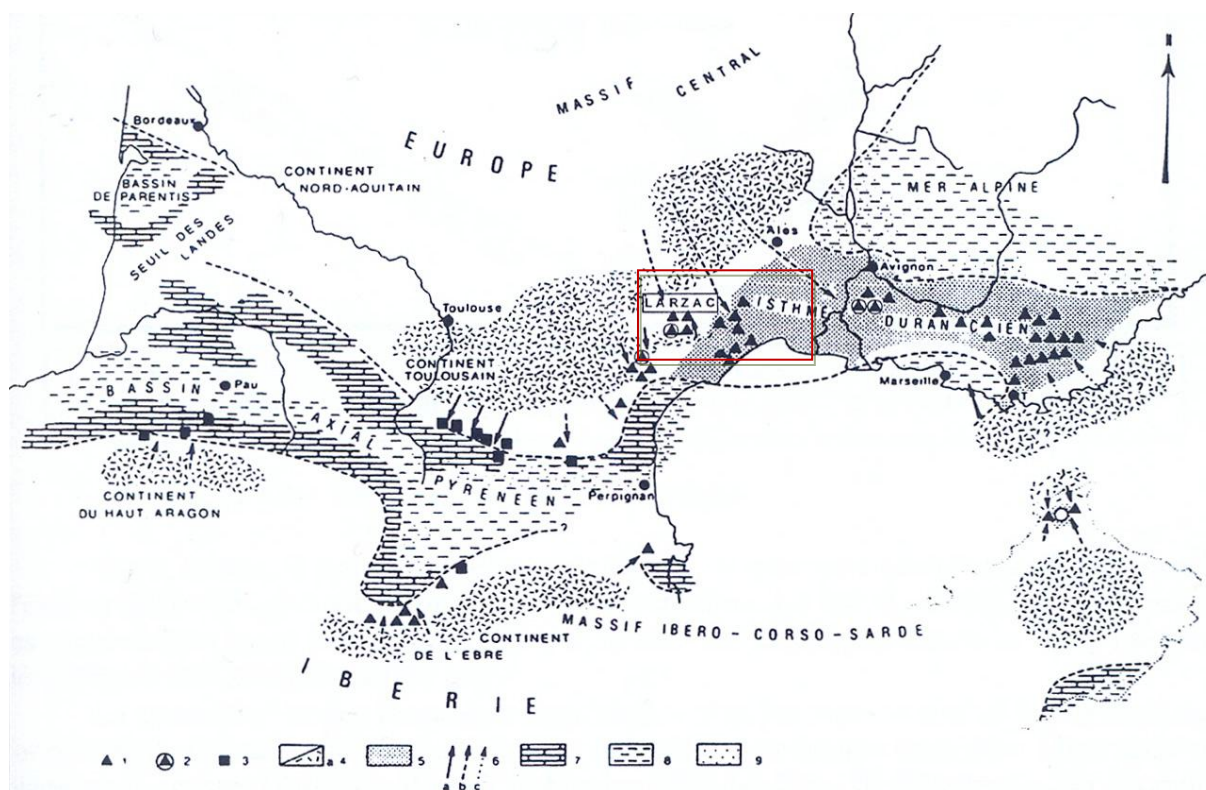


Figure 2.23: Répartition des différents types de gisements et direction des apports depuis l'arrière pays. D'après Combes, 1990, Arnaud-Vanneau et al., 1979, modifié, (Bruxelles, 2001). 1) Bauxite de type Languedoc-Provence, allochtone ou parallochtone. 2) Même type avec altération sur place importante (parautochtone). 3) Autres bauxites. 4) Domaine continental, a: socle paléozoïque susceptible d'affleurer. 5) Domaine continentalisé où les marnes ont pu constituer la roche mère. 6) Apports de l'arrière-pays (démontrés, probables, possibles). 7) Plate-forme carbonatée (Urgonien à Aptien/Albien). 8) Marnes et marnes gréseuses de bassin (Aptien/Albien). 9) Glauconie.

Ces données paléogéographiques sont confirmées par des analyses de traces de fission sur apatites (Barbarand et al., 2001) qui indiquent une dénudation $\geq 1500\text{m}$ du socle cévenol à environ 110 Ma. La présence de lambeaux de Trias et de Lias sur la surface sommitale des Cévennes montre que cette dénudation ne s'est pas faite au détriment du socle et l'amincissement du Jurassique vers les Cévennes (« Seuil Cévenol ») montre que ce ne sont pas des séries Jurassiques qui existaient sur les Cévennes (Séranne & al 2002). On en déduit que la dénudation s'est faite au détriment de séries sédimentaires postérieures au Jurassique mais antérieures à 110 Ma, soit d'âge Néocomien. Cette constatation suggère un changement de régime lié à une subsidence des Grands Causses et Sud du Massif Central, avec le dépôt d'une couverture entre 1000 et 1600m d'épaisseur pendant le Néocomien, suivi d'une surrection d'amplitude kilométrique (Peyaud et al., 2005).

Au Barrémien, on voit que la tendance passe à un « *shallowing* » (faciès moins profonds), avec le dépôt du faciès Urgonien récifal dans la région du Gard, et un faciès plus marneux à l'Est typique de mer ouverte. Il n'existe pas de dépôt Urgonien au niveau de la région de l'Hérault. La disposition des faciès du Barrémien, plus profonds à l'Est et moins profonds vers l'Ouest suggère qu'on assiste au Barrémien à une continentalisation de la zone de l'Hérault et des Cévennes. Cette continentalisation serait à l'origine de l'altération et de la bauxitisation primaire de l'épaisse couverture marneuse du Néocomien sur l'ensemble de la région. Wyns & Guillocheau (2006) précisent que les bonnes conditions pour développer des latérites requièrent une altitude pour permettre à l'eau de s'infiltrer à l'intérieur des massifs mais sans la création de pente qui ravinerait et évacuerait par ruissellement les produits de l'altération. Ils précisent aussi que les mécanismes

géodynamiques pour former de telles conditions sont réunies dans le cas de déformations lithosphériques à grandes longueurs d'onde (>500km).

Le Barrémien constitue donc la période pendant laquelle se produit le début de la surrection avec continentalisation à l'ouest et au NW de la barrière récifale, et altération des séries de marno-calcaire néocomiennes. Il est admis que le Massif Central était recouvert d'un épais manteau d'altérites à kaolinite d'âge Crétacé inférieur $130\text{Ma} \pm 10\text{Ma}$, daté par paléo-magnétisme et radio-isotopes (Thiry et al., 2006).

Les analyses de traces de fissions sur apatite montrent que l'exhumation de grande amplitude a eu lieu vers 110-100Ma (Albien) (Pagel et al. 1997; Barbarand et al. 2001), interprétée comme une surrection et érosion des Causses au Sud du Massif Central de l'ordre de 1000 à 1600m. De manière similaire, on trouve des valeurs de dénudation du même ordre de grandeur pour la partie Est de l'Ardèche et des Cévennes (Pagel et al. 1997; Barbarand et al. 2001). Lors de cet événement, le gradient de pente est trop important pour permettre l'altération, et la couverture d'altérites est éliminée, en même temps qu'une partie des séries néocomiennes. On notera, que l'érosion des terrains cristallins du Massif Central ne s'est pas faite lors de cette surrection car on trouve encore des affleurements résiduels de Lias et Trias préservés sur l'ancienne pénéplanation héritée de l'Hercynien. L'absence de zircons détritiques d'âge hercynien dans les grès de l'Albien de la vallée du Rhône (Briqueu et al., 2003) montre que le Massif Central, largement intrudé de plutons granitiques Hercynien, n'était pas à l'affleurement à cette époque. Lors de l'Aptien/Albien, on assiste donc à une surrection généralisée qui induit une continentalisation de l'ensemble de la région, avec un maximum de surrection au Nord (Massif Central et Montagne Noire) permettant d'éroder et évacuer vers l'aval (au Sud) les latérites sous forme de bauxites "détritiques". Un système amont-aval se met alors en place et permet de déposer les bauxites détritiques en plusieurs points du profil amont-aval et de conserver une partie des bauxites primaires en aval. En Ariège, les bauxites primaires sont affectées d'altérations continentales entre l'Albien et le Cénomanien (Comte, 1967; Combes 1969).

En 1969, Combes compare l'émergence de ce continent à un «bombement». En effet le terme "bombement" est préféré à celui d'anticlinal, car il n'existe pas de compression à cette époque. Au contraire, ce bombement provoqué par la remontée du socle entraîne l'étirement de la couverture (Chorowicz & Mekarnia, 1992) et la formation de failles normales (Combes, 1969), dont on met en évidence l'activité de failles comme celles des Matelles et de l'Isthme de Montpellier, qui sont des failles normales, et qui permet de conserver la couverture néocomienne. Il est donc possible d'interpréter la surrection qui s'effectue au Crétacé par une première phase de bombement, liée au flambage de la lithosphère induisant la mise en place de relief à grande longueur d'onde et favorisant une tectonique de couverture extensive, suivie d'une surrection entraînée par une compression interprétée cette fois par l'ouverture du Golfe de Gascogne (ou Baie de Biscaye) du côté Atlantique. Cette ouverture aurait permis le déplacement relatif en décrochement senestre de la plaque ibérique par rapport à la plaque européenne (Srivastava et al 1990; Rosenbaum et al. 2002). L'ouverture antihoraire du golfe de Gascogne associée à l'extension de la baie elle-même à l'Ouest seraient accompagnées d'une compression à l'Est, c'est-à-dire dans le bassin SE (Combes 1990). L'érosion reconnue dans l'ensemble de la région peut être associée à ce mouvement (Peyaud et al., 2005).

Régionalement, on constate que cet événement coïncide avec l'ouverture du Golfe de Gascogne (Srivastava et al 1990.; Rosenbaum et al. 2002), par déplacement sénestre de la plaque Ibérique et des blocs continentaux associés (Sardaigne, Corse, Calabre, Kabilies) le long de la faille Nord Pyrénéenne (Choukroune, 1978).

3.4. ORGANISATION DU NIVEAU DE BASE ET KARSTIFICATION AU CRÉTACE MOYEN

Si on tente de replacer l'évolution du niveau de base pendant l'histoire crétacée, il faut donc distinguer les événements successifs qui ont abouti à la formation des différents gisements de bauxites.

La période du Crétacé inférieur est caractérisée par une subsidence générale qui a permis à la région d'être entièrement transgressée du bassin Vocontien aux Pyrénées recouverte d'une série néocomienne d'épaisseur kilométrique. Toute la région se trouve donc sous le niveau marin à cette période.

Au Barrémien, le bombement de grande longueur d'onde qui permet l'émersion d'une partie de ces séries néocomiennes et leur bauxitisation à l'Ouest du Gard, est caractérisé par la mise en place d'un continent dont la topographie est vraisemblablement peu élevée permettant de développer des croutes latéritiques et dont les pentes très faiblement inclinées, ne permettent pas le ravinement et l'érosion de ces dépôts (Wyns & Guillocheau 2006).

Le type de profil amont-aval de cette époque (fig 2.24), présente donc une topographie à très faible gradient, permettant de développement et la préservation des bauxites primaires. A l'Est, sous le niveau marin, le faciès Urgonien se développe dans le Gard.

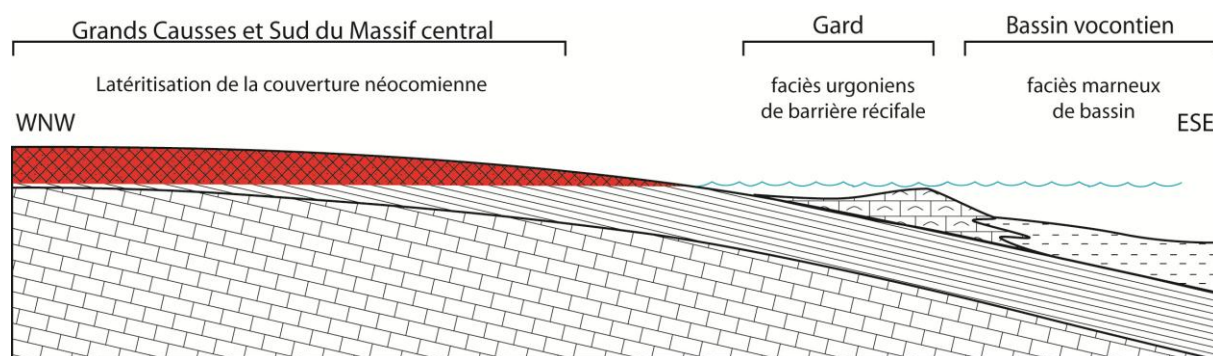


Figure 2.24 : Coupe schématique WNW-ESE du Massif Central à la fosse vocontienne au Barrémien, lors du bombement et la latéritisation de la couverture néocomienne en bauxites primaires.

Lors de l'Aptien/Albien, la dénudation quantifiée à plus de 1000-1600 mètres en amont (zone Massif Central) crée une déstabilisation de la couverture latéritique. Il convient de distinguer la valeur de la dénudation issue des traces de fission sur apatite, de la valeur de l'élévation de la topographie, qui résulte de la surrection diminuée de l'érosion. L'élévation de la topographie n'est pas quantifiable, néanmoins cette étape de l'évolution correspond à la mise en place d'un profil amont-aval nettement plus différencié qui entraîne l'érosion des bauxites primaires de la partie Nord (amont, fig 2.25), dont on trouve les dépôts résiduels dans le Grands Causses (Bruxelles, 2001; Thiry et al., 2006) piégés dans de grandes dépressions appelées "sotchs". Ces sotchs sont remplis de sédiments marins du Crétacé supérieur qui scellent ces grandes dépressions jusqu'au sommet des buttes karstiques. Ce paléo-relief témoigne de buttes karstiques de 60m de haut perforées par ces grands sotchs de plus de 40m de profondeur (Thiry et al., 2006), et fossilisées par la transgression coniacienne (Bruxelles et al, 1999). Ces valeurs renseignent sur la topographie locale, d'amplitude hectométrique, et la morphologie karstique qui existait sur les Grands Causses actuels. Elles indiquent également l'ordre de grandeur (centaine de mètres) des variations du niveau de base lors des dernières phases enregistrées de l'érosion (juste avant la transgression crétacé supérieur).

En position intermédiaire du profil, se met en place le transport des résidus de l'altération des bauxites primaires et leur sédimentation dans des bassins situés dans les parties avales du profil (fig 2.25). C'est le cas du bassin de Villeveyrac caractérisé par une bauxite détritique qui sédimente et finit d'évoluer sur place. Le bassin de Villeveyrac se trouvait donc sous le niveau de base local afin d'accommoder le dépôt des bauxites (fig 2.25). Le mur des bauxites présente une karstification peu évoluée (Combes 1969), qui a sans doute été acquise en partie avant la mise en place des bauxites, et dont le processus de karstification sous couverture a pris le relais. Cette karstification ne présente donc que peu de vide, car le soutirage en partie lié à la cryptocorrosion a permis l'entraînement de la bauxite en profondeur par l'intermédiaire des diaclases (Courrèges, 1997).

En Languedoc, durant l'Aptien/Albien le profil amont-aval répartit plusieurs environnement de dépôts, où la karstification se développe au Nord sur les Grands Causses, sur une amplitude d'une centaine de mètres (Thiry et al., 2006). Cette amplitude diminue vers le Sud, jusqu'à disparaître car la topographie passe sous le niveau de base, afin de i) déposer les bauxites et ii) de les conserver (fig 2.25).

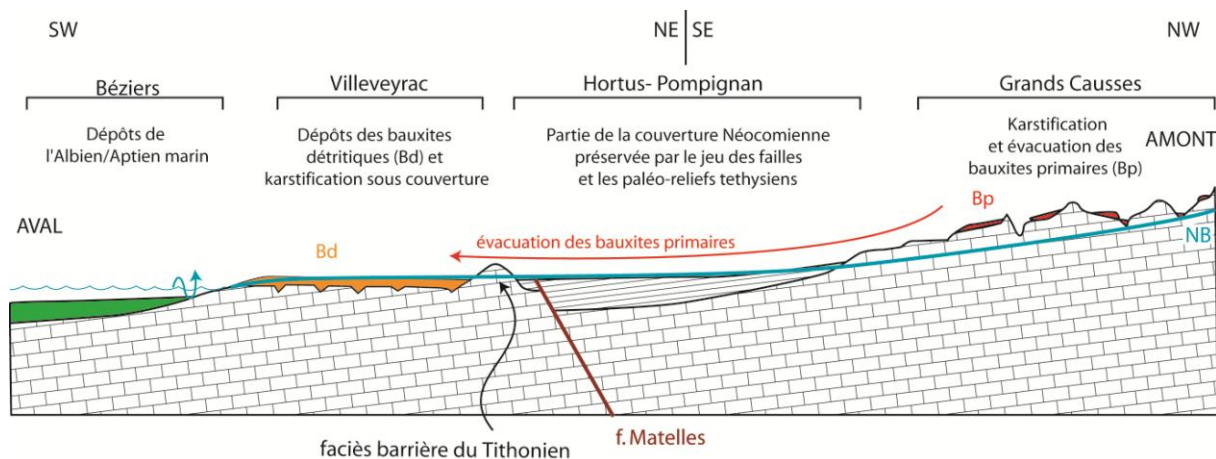


Figure 2.25 : Coupe synthétique qui positionne les différents environnement de dépôts en Languedoc sur un profil amont-aval lors de l'épisode Albien-Aptien.

Au Sud-ouest, les bauxites primaires ont été en partie préservées, comme les bauxites d'Ariège ou de Saint-Chinian (Combes, 1969) prouvant qu'elles sont restées à une altitude proche du niveau marin, donc en aval du profil. La surrection est donc plus importante au Nord qu'au Sud.

La fin de l'Albien, semble correspondre à une remontée du niveau de base, puisque le bassin de Villeveyrac est transgressé par la mer lors d'un épisode Vraconien. Cette transgression signe la fin de l'épisode bauxitique en Languedoc. La région reste proche du niveau de la mer jusqu'au Santonien qui est traversée par forages au environ de Béziers. On assiste même à l'invasion des Causses par la mer au Coniacien venant du bassin vocontien (Bruxelles et al., 1999) dont les sédiments constituent le toit de la bauxite dans cette partie amont du profil. Puis le niveau de base chute au Campanien-Maastrichtien où les dépôts du Rognacien signent le début de l'ère continentale, avec les prémisses de la compression pyrénéenne de la phase fini-crétacée.

4. LE KARST A REMPLISSAGE MARIN PALEOCENE

4.1. INTRODUCTION

En Languedoc, il a longtemps été considéré qu'il existait un hiatus de sédimentation marine entre la dernière transgression du Crétacé -Campanien-Maestrichtien- (Alabouvette et al., 1988) et la transgression du Burdigalien. Le Paléogène était donc traduit dans la bibliographie comme appartenant à l'ère de l'orogénèse Pyrénéenne qui se déroulait en domaine uniquement continental (Freytet, 1970; Freytet & Plaziat, 1982; Plaziat, 1984).

C'est au début des années 2000 dans les Pyrénées centrales, que sont découvertes, dans des karsts et dans la matrice de brèches, les premières faunes marines d'âge Paléocène inférieur appartenant aux étages Dano-Sélandien (Peybernès et al, 2000). Les découvertes se succèdent et l'inventaire des sites recensés dans les Pyrénées indique la présence de faunes marines paléocènes le long de la faille nord pyrénéenne depuis les Pyrénées occidentales (Fondecave-Wallez et al, 1999; 2001; Peybernès et al, 2000, 2002; 2006; Fondecave-Wallez & Peybernès, 2003) jusque dans les Pyrénées orientales (Peybernès et al, 2001; 2003; 2007, Combes et al, 2004) et même en Languedoc (fig 2.26). En Languedoc, la découverte de faune marine se fait en deux temps : d'abord sur les Grands Causses (Peybernès et al, 2003) puis dans le Languedoc montpelliérain (Combes et al, 2007). Ces découvertes remettent en cause l'évolution géologique des Pyrénées et du Sud de la France (Rossi, 2002), et la présence de foraminifères dans des remplissages karstiques -difficiles à mettre en évidence- est très discutée (Canerot et al., 2004; Bilotte et al., 2007; Combes et al, 2008; Bilotte et al., 2009; Debroas et al., 2010).

L'étude de paléokarsts d'âge Paléocène inférieur dans la région de Ganges, a fait l'objet d'une publication au Bulletin de la Société Géologique de France (Husson et al., 2012) lors de cette thèse, concernant la quantification des variations du niveau de base responsable de sa formation, suivie d'une discussion sur l'origine de ces variations. Afin d'en déduire un "scénario" illustrant la formation et le comblement de ce karst, ces réflexions sont basées sur l'analyse des faciès du remplissage paléokarstique et de son contenu paléontologique (foraminifères et nannofossiles calcaires). Cet article portant sur une zone géographique restreinte à la zone de Ganges, au Nord de Montpellier, constitue la première partie de ce chapitre. La deuxième partie de ce chapitre est consacrée à l'extension paléogéographique de cette mer paléocène, ainsi que son occurrence dans le temps. Pour cela, nous présentons une synthèse bibliographique du contenu faunistique répertorié sur chaque site depuis les Pyrénées jusqu'en Provence, ainsi que des données non publiées sur la découverte de cette même faune marine dans le bassin du Sud-Est, communiquées par Bernard Peybernès et Marie-José Fondecave-Wallez. On intègre également des déterminations non-publiées, de nannofossiles déterminés par Mihalea Melinte-Dobrinescu.

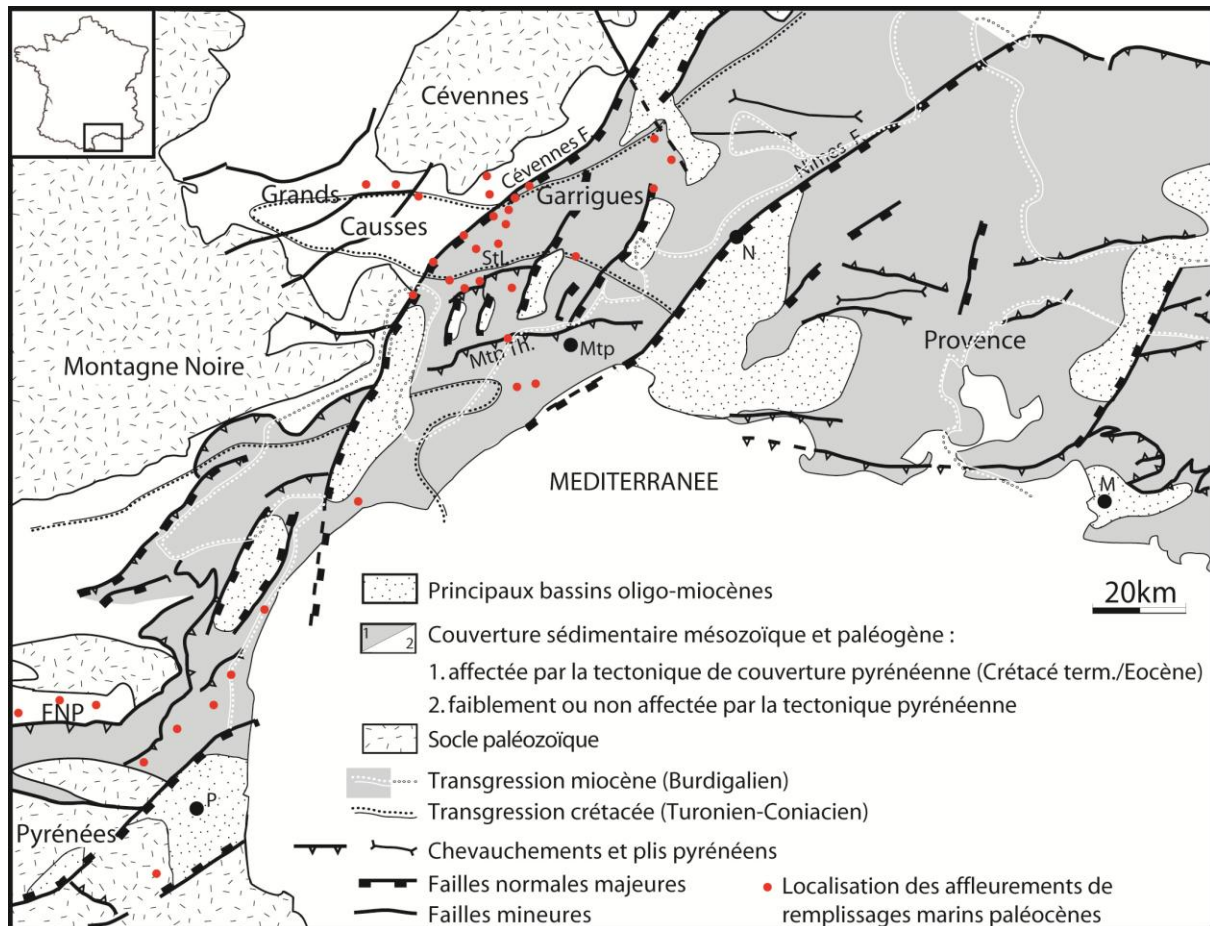


Figure 2.26: carte de localisation des sites présentant des formes karstiques colmatées par des sédiments contenant de la faune marine paléocène.

4.2. QUANTIFICATION DES VARIATION DU NIVEAU DE BASE (PUBLICATION HUSSON ET AL., 2012)

Marine karstic infillings: evidence of extreme base level changes and geodynamic consequences (Paleocene of Languedoc, south of France)

EGLANTINE HUSSON¹, MICHEL SÉRANNE¹, PIERRE-JEAN COMBES¹, HUBERT CAMUS², BERNARD PEYBERNÈS¹, MARIE-JOSÉ FONDECAVE-WALLEZ³, MIHAELA CARMEN MELINTE-DOBRINESCU⁴

Keywords. – Paleokarsts, Base level, Paleocene, Endoreic basin.

Abstract. – Late Jurassic platform carbonates of Languedoc (southern France) are deeply incised by Late Miocene canyons, allowing the observation of karst systems filled with sediments containing evidences of marine origin. Field and structural relationships as well as new biostratigraphic data (planktonic foraminifera and calcareous nannofossils) provide a Latest Cretaceous-Earliest Paleocene age for the major karstification and a Paleocene (Danian-Selandian) age for the sedimentary filling. The ≥ 350 m vertical extent of this karst system and its subsequent marine filling gives a minimum amplitude for the base-level variation responsible for the karstification and then the marine flooding events. The observations suggest that at least, two marine successive events occurred in the Late Danian then in Selandian time. The large amplitude of base level is not in agreement with eustatic sea-level change, and the rate of base-level change is too fast for tectonic uplift and subsidence within the tabular, poorly deformed studied area. We propose a model of a silled endoreic basin, which was dessiccated and karstified over hundreds of meters, when it was disconnected from the World Ocean, and later suddenly transgressed by the Paleocene sea and the karst flooded, when the bounding sill was submerged. Such a model is similar, although with significant differences, with the later Messinian-Zanclean event that affected the Mediterranean realm.

Remplissages marins karstiques : évidence de variations extrêmes du niveau de base et conséquences géodynamiques (Paléocène du Languedoc, sud de la France)

Mots-clés. – Paléokarsts, Niveau de base, Paléocène, Bassin endoréique.

Résumé. – La plate-forme carbonatée d'âge jurassique supérieur du Languedoc (sud de la France) est profondément incisée au Miocène par des canyons, permettant ainsi d'observer un système karstique développé sur toute l'épaisseur du massif, contenant des sédiments internes d'origine marine. Les relations structurales de terrain ainsi que de nouvelles données biostratigraphiques, comme les foraminifères planctoniques et notamment des déterminations sur nannofossiles calcaires, révèlent un âge crétacé terminal à paléocène précoce pour la phase majeure de karstification et un âge paléocène (Danien-Sélandien) pour un remplissage des cavités. Le développement vertical de ce système karstique sur plus de 350 m et les remplissages sédimentaires marins qui ont suivi, contraignent une valeur minimum de l'amplitude de variation du niveau de base, responsable de la karstification, puis de l'envoieement marin. Nos observations indiquent l'existence d'au moins deux phases successives d'envoieement marin, au Danien supérieur puis au Sélandien. La grande amplitude de variation du niveau de base est excessive pour des variations eustatiques. De plus, la vitesse de variation semble trop élevée pour des surrections et des subsidences dans cette zone peu déformée et tabulaire. Nous proposons un modèle de bassin endoréique à seuil, soumis à assèchement et karstification sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, lorsqu'il fut déconnecté de l'océan global, puis brutalement inondé par la mer et les karsts envoyés, lorsque le seuil fut immergé. Un tel modèle est similaire, bien que distinct sur plusieurs modalités, avec l'événement messino-zancéen qui a affecté plus tard le domaine méditerranéen.

INTRODUCTION

Karstification by dissolution of carbonate rocks such as limestones or dolostones being mostly a destructive process, karsts are therefore hardly used as a direct geological recording tool. Indeed, karstic cavities may sometimes trap and preserve fossiliferous sediments, such as the phosphorite filled karsts from SW France (Quercy) that yielded a very

diversified Oligocene vertebrate fauna [Legendre *et al.*, 1997] or the prehistoric human dwellings whose sedimentary fill yield a comprehensive record of the Quaternary environments. Speleothems can often develop on the cavity walls due to the interplay of dissolution, percolation and precipitation of carbonates, mostly under the control of climate parameters. High-resolution analyses of oxygen isotopes in the concretions yield paleoclimatic proxies for the

1. Géosciences Montpellier, Université Montpellier 2, 34095 Montpellier cedex 05, France.

2. Cenote, 1 Chemin de Valdegour, 30900 Nîmes, France.

3. Géosciences Environnement Toulouse, Université Paul-Sabatier, 14 avenue Edouard-Belin, 31400, Toulouse, France

4. National Institute of Marine Geology and Geo-ecology (GEOECOMAR), 23-25 Rue Dimitrie Onciul, Bucharest, RO-024053 Roumanie

Corresponding author: M. Seranne. e-mail: michel.seranne@gm.univ-montp2.fr Manuscript deposited on July 26, 2011; accepted on February 29, 2012.

Pleistocene [Plagnes *et al.*, 2002]. For older periods, early-middle Cretaceous paleokarst developments and bauxite infill have provided evidences for paleoenvironments and paleoclimates [Combes, 1990]. More recently, paleokarsts have been recognized as geological records [James and Choquette, 1988; Molina *et al.*, 2000; Bruxelles, 2001; Audra *et al.*, 2001; Baceta *et al.*, 2007; Calner *et al.*, 2010].

Karst development is controlled by the changes in base-level. For gravity karsts [Mangin, 1982], drops of base level can be quantified by the vertical extent of karst development. When the base level rises, the previously formed karstic network is flooded and marine sediments may be introduced and preserved from erosion in the cavities and lapiaz. Karst formation and its subsequent sedimentary filling can thus be used as a recording tool of the amplitude of base level changes. For example, foraminifera found in elevated caves in Bermuda allowed to determine a high-stand, 21 m higher than the present age, one during Marine Isotope Stage 11 [Van Hengstum *et al.*, 2009]. The processes responsible for base-level variation belong either to eustasy (sea level rise and fall) or to tectonic vertical movements (uplift and subsidence). An extreme case of sea-level drop occurred in relation with the Messinian dessiccation of the Mediterranean sea, during the end of Miocene times, and led to the development of deep karsts within the surrounding margins [e.g. Audra *et al.*, 2004].

The Jurassic platform carbonates, presently exposed in Languedoc (southern France), have recorded a polyphase karstic history since their subaerial exposure [Peybernès and Combes, 1999; Charcosset *et al.*, 2000; Camus *et al.*, 2004]. However, the discovery of fossiliferous marine

Paleocene deposits trapped within paleokarsts throughout this part of southern France [Peybernès *et al.*, 2003; Combes *et al.*, 2007], suggests that a transgression occurred after the karstification. It also provides a precious constraint for chronological record and for the estimate of the amplitude of base-level variation.

The main objective of this contribution is to analyze the paleokarst features, including outcrops, microfacies of internal sediment, and micropaleontologic content (foraminifera and nannofossils) of successive infillings. The mapping of the vertical distribution of these paleokarsts, which depends on the amplitude of the base-level change, and of marine sediments assigned to Early-Middle Paleocene, suggests extreme amplitudes (> 350 m) of variations. Then we discuss the possible origin of base-level changes controlled either by sea-level and/or geodynamics. Finally, we find that the fast and extreme amplitude of base-level drop and rise points to the dessiccation/drowning cycles of a silled endoreic basin, partly similar to the Messinian-Zanclean event in the Mediterranean realm. The use of such base-level markers allows to better constrain the geodynamic evolution of subaerially exposed areas, otherwise devoid of geological record.

GEOLOGICAL SETTING AND LOCATION

The Mesozoic carbonate series in Languedoc were deposited from Lias to Earliest Cretaceous, on the northwestern margin of the Tethyan Ocean, controlled by N-E trending faults e.g. the Cévennes fault system [Baudrimont and Dubois, 1977; Lemoine *et al.*, 1986; Bonijoly *et al.*, 1996].

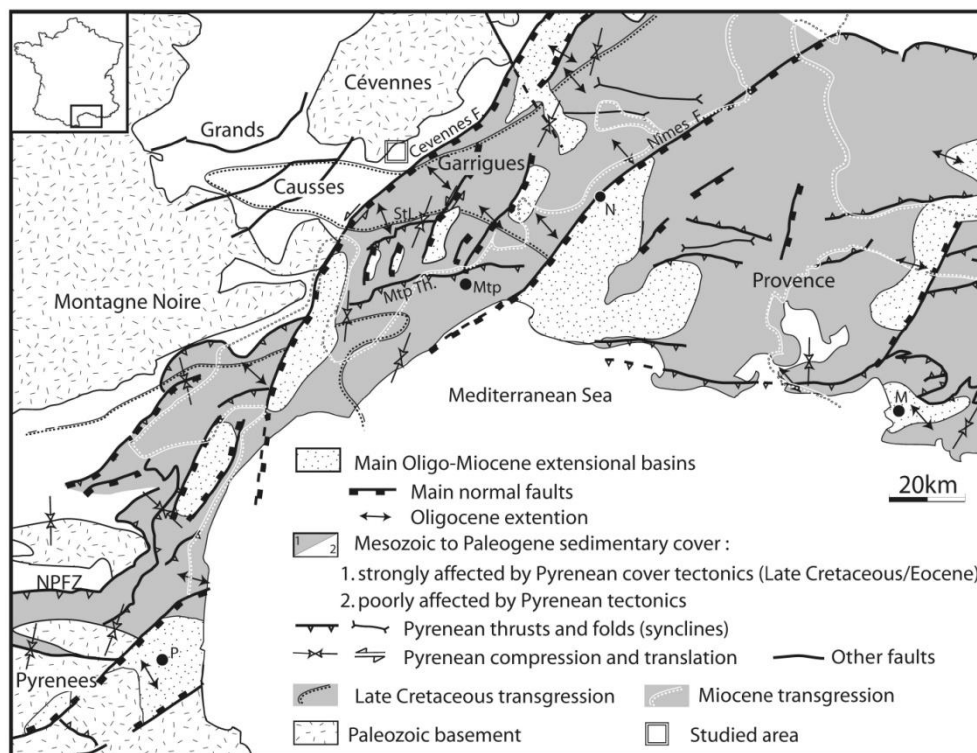


FIG. 1. – Location of the studied area (square) within a structural map of southern France [Benedicto, 1996, modified]. NPFZ: North Pyrenean fault zone, M: Marseille, Mtp: Montpellier, N: Nîmes, P: Perpignan, StL Th: Pic Saint Loup thrust, Mtp Th: Montpellier thrust.

FIG.1.– Localisation de la zone d'étude (carré) dans le contexte structural du sud de la France [modifiée d'après Benedicto, 1996].

During Middle Cretaceous times, an inversion phase uplifted an E-W oriented shoal in southern France from Provence to Languedoc [“Isthme Durancien”, according to classic literature, see Baudrimont and Dubois, 1977]. Well documented in the neighboring basement rocks by apatite fission track analyses [Barbarand *et al.*, 2001], the associated denudation caused erosion and karstification of the Mesozoic carbonate platforms, leading to an important hiatus, increasing westward, and the formation of the bauxite-filled karsts in Languedoc [Combes, 1990]. The shallow marine sedimentation resumed in Turonian [Alabouvette *et al.*, 1984; Bruxelles *et al.*, 1999] (fig. 1) then became continental in Maastrichtian times, induced by the latest Cretaceous tectonics [Bruxelles, 2001]. Languedoc is classically described as a continental area since the end of Cretaceous, with deposition of fluvio-lacustrine “Rognacian” and “Vitrollian” facies [Freytet, 1970; Freytet and Plaziat, 1982], which took place during the progressive development of the E-W oriented Montpellier thrust. During the Pyrenean orogeny, Eocene in age, the N-E trending Cevennes fault was reactivated as a left-lateral ramp, which separates E-W folds and thrusts to the southeast, from flat-lying, poorly deformed surfaces to the northwest [Arthaud and Séguret, 1981; Arthaud and Laurent, 1995; Lacombe and Jolivet, 2005] (fig. 1). This event is dated by continental syn-tectonic deposits of Paleocene-Eocene age [Alabouvette *et al.*, 1984]. During the Oligocene, rifting of the Gulf of Lion [Séranne, 1999] occurred south of the studied area, and many regional faults, particularly the Cevennes fault, were reactivated as normal faults (fig. 1). From this time onwards, the drainage system flowed southwards, from the Cevennes basement high to the newly formed Gulf of Lion margin [Séranne *et al.*, 1995]. The last transgression event occurred during the Early Miocene (Burdigalian) in relation with the NW Mediterranean opening (fig. 1). Then a several hundred meters uplift affected the area during Late Miocene; this event resulted in the deep incision of the river network within the uplifted tabular Mesozoic carbonates [Séranne *et al.*, 2002]. During the Messinian event, the base level fall of 1500 m induced the incision of the major rivers in southern France (e.g. the Rhône canyon [Clauzon, 1982]), and the deepening of the karst systems in the carbonate plateaus, in order to adapt the drainage profile to the dessiccated endoreic basin [Audra *et al.*, 2004; Mocochain *et al.*, 2006].

The studied area, north of Montpellier (Ganges), is located just north of the Cevennes fault, which separates the tabular “Grands Causses”, Jurassic in age, and more to the SE the folded and faulted “Garrigues” area (see fig. 1 [Arthaud and Laurent, 1995; Arthaud and Séguret, 1981]). In this area, Late Jurassic carbonate rocks, locally dolomitized, dip 15-20° towards the SE (fig. 2). This region was chosen because: i) the calcareous formations displaying numerous paleokarstic features, are deeply incised by the Hérault and Rieutord rivers, which formed circa 400 m deep-canyons. So the Late Miocene incision of the streams allows the exceptional observation of the vertical distribution of the sediments which fill the numerous cavities of the karst systems ; ii) this area, which is located north of the Cevennes fault, has been less affected by the Eocene “Pyrenean” tectonics; it allows to minimize the effects of the deformation in the measurement of base level change.

STRUCTURAL FIELD RELATIONSHIPS

Exposed paleokarstic cavities display infillings that can be either parallel to the 15-20° dipping stratification of the Upper Jurassic host-rock, or horizontal. The former paleokarst filling predates the regional tilting whereas the latter occurred after deformation. This observation clearly supports polyphase karstic filling.

Some stratified karstic infillings are affected by me-ter-scale, north-verging, reverse faulting that induced formation of an E-W fold (fig. 3). These structures correspond to a N-S compression. Sets of meter-scale conjugated vertical strike-slip faults (N150 and N040) offset the Jurassic limestones. The slickensides provide the sense of displacement, which is consistent with a N-S oriented compression. These slickensides smear a reddish silty karstic infilling, suggesting a probable pre-tectonic karst. Finally, an outcrop displays remains of undeformed, horizontally stratified karstic infill, superimposed onto the walls of one of these strike-slip faults, corroded by a later stage of karstification (fig. 4). It is therefore a karst infilling that post-dates the activity of the fault.

On the base of structural relationships, three successive phases of karst infillings can be distinguished: i) infilling parallel to the bedding of the calcareous host-rocks, prior to the regional tilting; ii) horizontal infillings, postdating the regional tilting and predating the N-S compression which affected the area, in relation with the Late Cretaceous-Eocene Pyrenean orogeny; iii) undeformed infilling superimposed onto Pyrenean related structures.

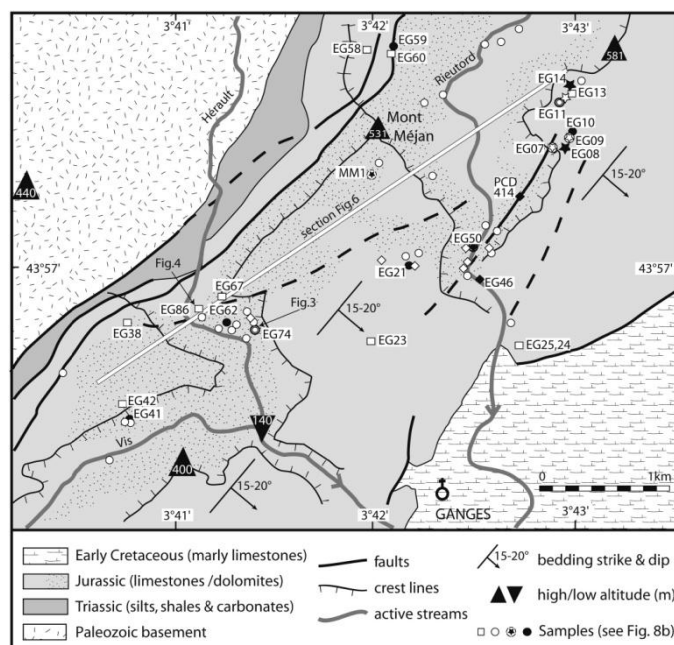


FIG. 2. – Detailed geologic and morphologic map of the studied area (location in fig. 1). Position of figures 2, 3 and 6, as well as analysed samples is given. Numbered samples have provided age constraint.

FIG.2.– Carte géologique et morphologique détaillée de la zone d'étude (située fig. 1). Les positions des figures 2, 3, et 6 ainsi que celles des échantillons analysés sont indiquées. Les numéros montrent ceux qui sont datés.



FIG. 3. – Karstic cavity affected by a small-scale thrust. Internal sediments (dotted lines) are folded by a north-verging reverse fault related to the Pyrenean compression.

FIG.3.–Cavité karstique affectée par un chevauchement de petite échelle. Les sédiments internes (en pointillés) sont plissés par une faille inverse de vergence nord induite par la compression pyrénéenne.

The paleokarst infillings can thus record information within the karst, and their structural relationships with the host-rock allow to bracket their age, relative to tectonic events affecting the region, since the deposition of the Mesozoic carbonate platform.

FACIES AND DATING OF THE KARSTIC INFILLINGS

Most observed infillings in the karstic cavities have been sampled.

Dating methods

Most observed infillings in the karstic cavities have been sampled for sedimentologic facies analyses and biostratigraphic determinations. Numerous (80) thin-sections (45x30 mm) have been cut from indurated mudstones and siltstones internal sediments. Foraminifera and bioclasts were observed in section; investigation of washing residues from the rare occurrences of marly internal sediments were unsuccessful. Foraminifera are observed in light microscope at x120 magnification. Determination results from interpretation of different sections randomly cut across (axial and equatorial sections are rather rare). Recrystallisation, oxidation, dissolution and corrosion of foraminifera resulting from depositional, reworking and diagenetic processes are obstacles to determination. Overall, only 14 samples yielded foraminifera, belonging to 3 families of trochospiral planktic foraminifera corresponding to 8 genera and 10 different taxa.

Samples for the calcareous nannofossil analyses have been studied by light microscope, at x1600 magnification. No ultrasonic cleaning or centrifuge concentration was applied, in order to preserve the original biogenic composition of the rock-samples. The smear-slides were prepared

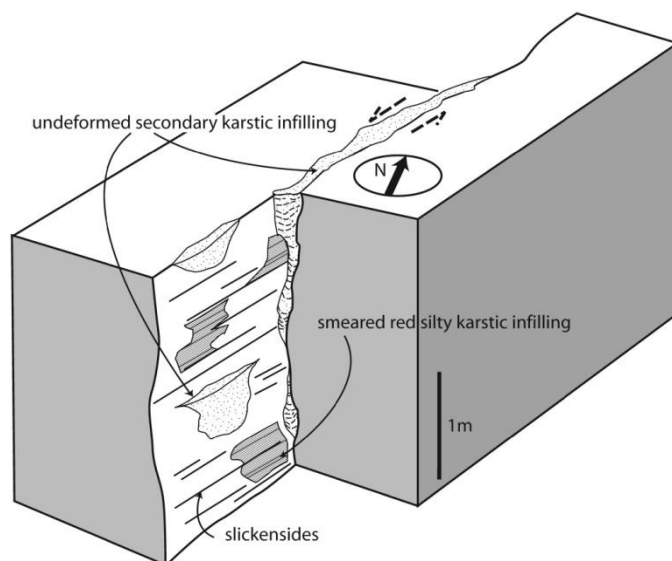


FIG. 4. – Structural relationships of two successive karstic infillings. A first generation of red silty infilling is observed smeared onto the strike-slip fault plane (pre-tectonic), while a second generation of undeformed silt and sandstone karstic infilling overprints the strike-slip fault (post-tectonic).

FIG.4.– Relation structurale de deux remplissages karstiques successifs. Une première génération de remplissages silteux rouges est affectée par le jeu de la faille décrochante (pré-tectonique), alors qu'une seconde génération de remplissage karstique constituée de sables et silts non déformée, se superpose à la faille décrochante (post-tectonique).

from the untreated sediment, following standard procedures, as follows: nannofossils were investigated in the fraction of 2-30 μm separated by decantation method using 7% solution of H_2O_2 . The heavy-fraction was allowed to settle for 5 minutes in a 55 mm water column and removed, while the fine-fraction was saved for slide preparation after 45 minutes. From the total encountered nannofloras, between 50-60% of taxa were difficult to be specifically assigned, due to their dissolution and/or overgrowth. Hence, the overall preservation of the calcareous nannoplankton could be considered moderate to poor.

Four types of infillings facies can be distinguished in the studied area.

Facies A (stars in fig. 6 and 8)

All occurrences of pre-tilting karstic infillings display Facies A, but this facies may also be observed in the post-tilting karsts. It corresponds to a laminated wackestone, whose color varies from beige to different shades of pink, ocher or red, according to the composition of iron oxi-hydroxide content (fig. 5). The lamination results from alternating grain size (fine to very fine). The microfacies is a gray micritic to microsparitic carbonate mud including few grains of quartz (fig. 5). The layering visible at macroscopic scale results from the occurrence of fine beds of bioclasts. This low-energy facies results from settling of fine sediments. A karstic infill of Facies A has been found only in the upper parts of the incised canyons, above an altitude of 400 m (fig. 6).

The samples characterizing facies A are rich in marine fauna and diversified bioclasts including: echinoderms,

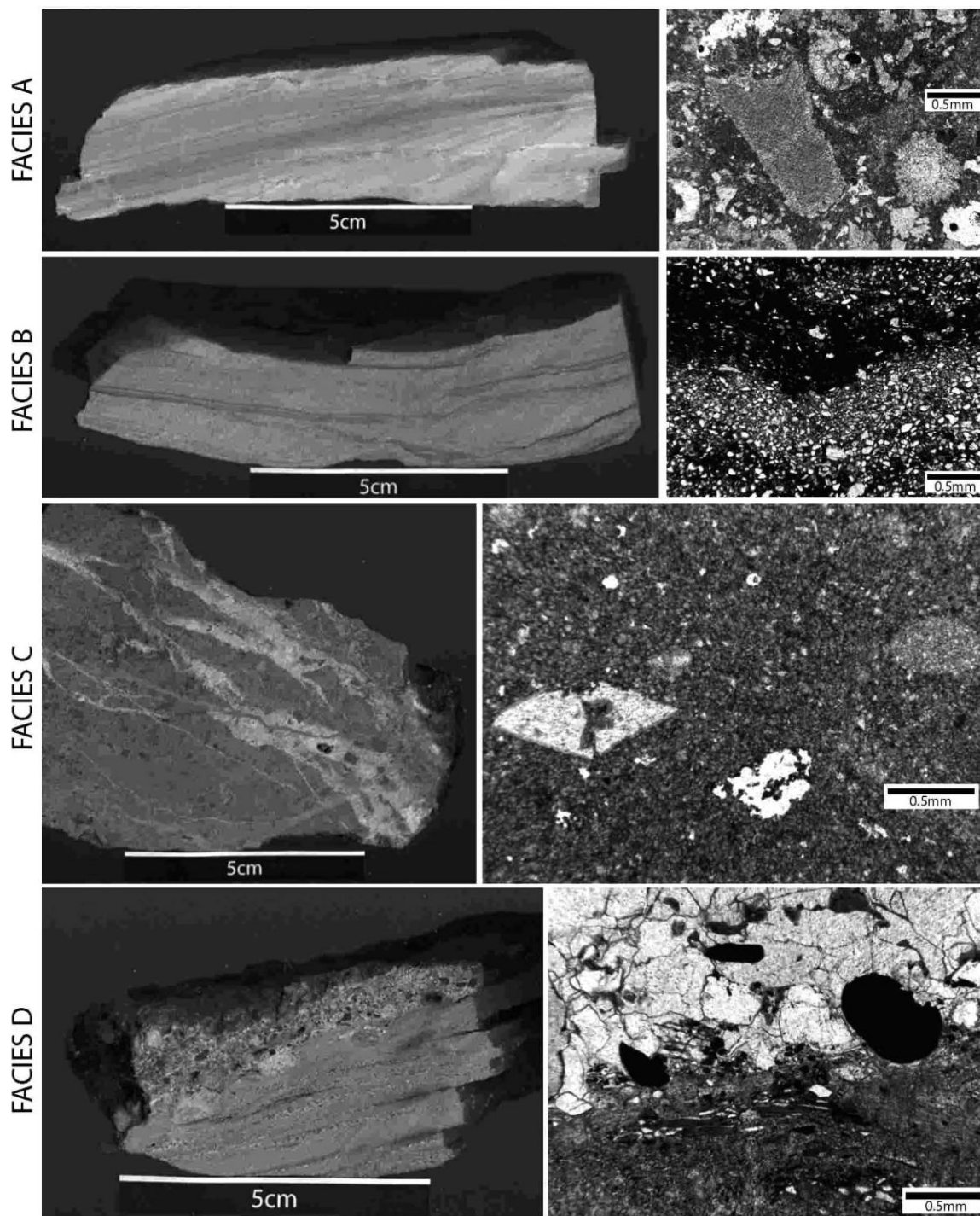


FIG. 5. – Macro and microfacies of karstic infillings. A) Polished rock slab of the facies A sample (left) and microphotograph (right) of a gray micrite rich in marine fauna: echinoderm and other invertebrate fossil fragments; B) polish rock slab of the facies B sample (left) and microphotograph (right) of a sandstone composed of grains of calcite, quartz and Fe-oxides nodules; C) polished rock slab of the facies C sample (left) and microphotograph (right) of ochre-orange microspar reworking calcite grains, micritized grains and fossil ghosts; D) polished rock slab of the facies D sample (left) and microphotograph (right) of two infilling sequences, fine grain sediment including calcite, quartz, Fe-oxide nodules and biotite derived from the erosion of Cévennes schists (lower sequence) and the same material into fresh calcite spar (upper sequence). FIG.5. – Macro et microfaciès des remplissages karstiques. A) Face polie d'un échantillon de facies A (gauche) et microphotographie (droite) d'une micrite grise riche en faune marine : échinodermes et autres fragments de fossiles invertébrés ; B) face polie d'un échantillon de facies B (gauche) et microphotographie (droite) d'un grès composé de grains de calcite, de quartz et de nodules d'oxydes de fer ; C) face polie d'un échantillon de facies C (gauche) et microphotographie (droite) d'une microsparite orange-ocre remaniant des grains de calcite et de micrite ainsi que des fantômes de fossiles ; D) face polie d'un échantillon de facies D (gauche) et microphotographie (droite) de deux séquences de remplissage, d'un sédiment à grains fins contenant de la calcite, du quartz, des nodules d'oxydes de fer et de la biotite venant de l'érosion des schistes des Cévennes (séquences du bas) ainsi que le même matériel mélangé à de la sparite (séquence du haut).

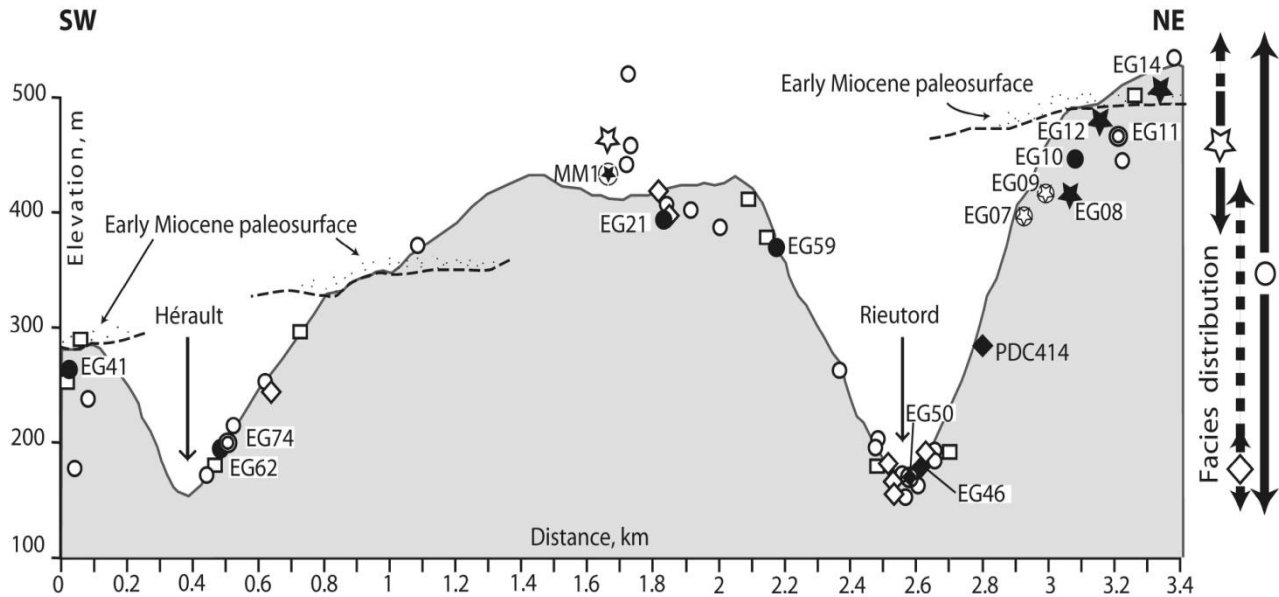


FIG. 6. – Location of the studied samples, projected onto a SW-NE section (location on fig. 2). The section is normal to the strike of the SE-dipping Jurassic strata, which are not represented. Arrows on the right indicate the extent of vertical facies distribution. Facies A samples (stars) is only found in the upper part of the massif, above 400 m in altitude. Facies B samples (diamonds) are mostly exposed in the lower 100 m of the canyon, with rare exceptions found higher (= 400 m in altitude). Facies C samples (circles) is found across the whole thickness of the massif. The Early Miocene alluvial deposits are represented on the perched paleosurfaces, along with Miocene to Present karsts cavities infill (squares) in the massif. The additional key for the symbols corresponding to age determination (and possible reworking), is provided in the text and accompanying figure 8b. FIG.6. – Localisation des échantillons étudiés, projetés sur une coupe SW-NE (située fig. 2). La coupe est perpendiculaire au pendage SE de la formation Jurassique, qui n'est pas représenté. Les flèches sur la droite indiquent la répartition verticale des faciès. Le faciès A (étoile) est observé uniquement sur les parties hautes du massif, au-dessus de 400 m d'altitude. Le faciès B (losange) se trouve essentiellement dans les 100 premiers mètres de hauteur de descanyons, avec de rares échantillons trouvés plus haut (= à 400 m d'altitude). Le faciès C (cercle) est réparti de manière homogène sur l'ensemble du massif. Les dépôts d'alluvions du Miocène inférieur sont représentés sur des paléo-surfaces perchées, correspondant aux remplissages karstiques miocènes (carré) au sein du massif. Les variantes des symboles correspondent à l'âge des échantillons qui est fourni dans le texte et la figure 8b.

finer bivalve shells and numerous other shell fragments (fig. 7). Paleontology points to three distinct ages for this facies: Jurassic, Cretaceous and Paleocene (fig. 8).

The Jurassic age is given by *Aptychus* of Cephalopods [Lucas *et al.*, 1976]; more specifically, the presence of “microfilaments” allows to assign the first karstic infilling to the Late Jurassic (fig. 7, fig. 8). The Mid-Late Paleocene age is supported by the presence of both planktonic foraminifera and nannofossils (fig. 7, fig. 8a). *Sphenolithus* taxa (i.e., *Sphenolithus primus*) were recorded. In the GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point) of the Selandian Stage, placed at Zumaia (N Spain), the first rare occurrence of the *Sphenolithus* genus was recorded in the middle part of the Chron C27n, while its first continuous occurrence is situated towards the lower part of the Chron C26r [Bernaola *et al.*, 2009], being a latest Danian event. Few Cretaceous taxa were also identified in MM1 sample, Cretaceous nannofossils are found together with the Paleocene ones, being most probably reworked.

Facies B (diamonds in fig. 6 and 8)

The samples of Facies B show a horizontal internal lamination; they consist of very fine laminated sandstones, with colors ranging from beige to red. The bedding is highlighted by a variable content of iron oxy-hydroxides or sometimes by different concentrations of quartz grains (fig. 5). The infilling is a mixture of microsparite, quartz grains (whose content varies from 10 to 50%) and minor amounts of iron oxy-hydroxides. Facies B is also characterized by cross-lamination and disrupted laminae, which

suggests a significant depositional energy. Facies B samples are found in the lower part of the canyons, at an altitude less than 100 m above the present river level (fig. 6).

Some thin sections of facies B samples reveal planktonic foraminifera and nannofossils (fig. 7), which confirm their marine origin and provide a Paleocene age (fig. 8). The Paleocene identified calcareous nannofossil taxa indicate the presence of NP4 biozone of Martini zonation [1971], whose base is defined by the first occurrence of *Ellipsolithus macellus* (EG50 sample, fig. 8a). The genus *Fasciculithus* occurs in most of the Paleocene investigated samples. The recorded specimens are poorly preserved, hindering specific determination; only a few specimens could be assigned to the species *Fasciculithus ulii*, in EG50 sample, whose first occurrence is placed in the Latest Danian, slightly below the Danian/Selandian boundary [Tremolada *et al.*, 2008; Bernaola *et al.*, 2009]. A number of nannofossils found in Facies B are moderately preserved, with diagenetic overprint and/or dissolution; some of these yielded (Late) Cretaceous ages suggesting reworking and mixing with Paleocene nannofloras (fig. 8).

Facies C (circles in fig. 6 and 8)

The very heterogeneous facies C is prevalent in the studied area and is uniformly found across the whole depth of the canyon (fig. 6). It consists of a red-orange microsparite due to the presence of disseminated iron oxy-hydroxides. The sediment is often strongly recrystallized and sometimes includes scattered quartz grains or fragments of speleothems (fig. 5). A general feature of facies C is the presence of

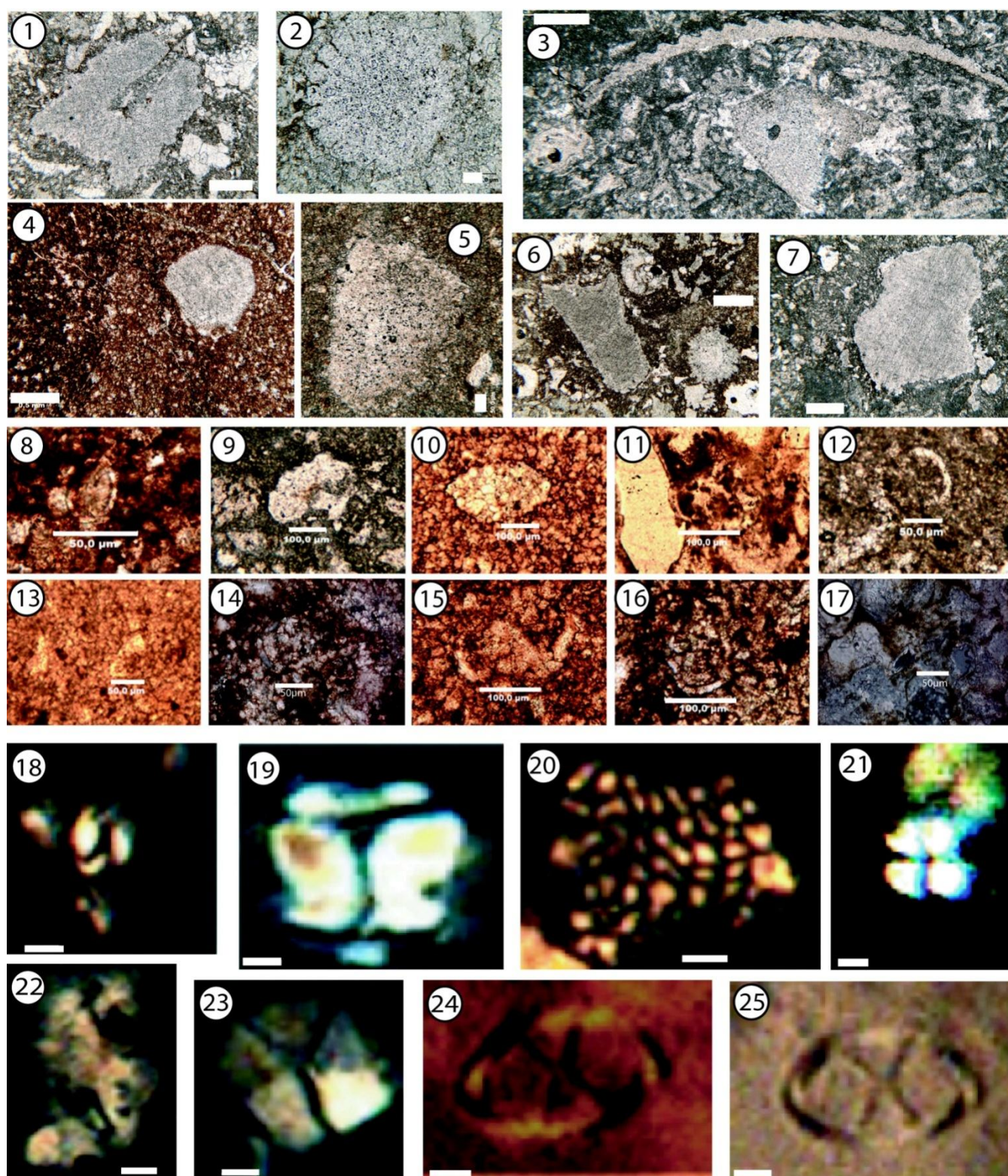


FIG. 7. – Paleontological remains: foraminifera and calcareous nannofossils from karstic infillings. 1-6: marine fossils such as : 1) cross section of echinoderm columnals from EG10 sample scale bar (SB) = 0.5 mm; 2) echinoid spine from EG14 sample, SB = 50 μ m; 3) aptychus from EG7, SB = 0.5mm; 4, 5, 6, 7: cross section of echinoderm from respectively EG 53, EG2, EG12 and EG14, SB4, 6, 7 = 0.5 mm, SB5 = 50 μ m ; 8-17: planktonic foraminifera such as: 8) *Praemurica* cf. *uncinata* (BOLLI) from EG59, SB = 50 μ m; 9) *Eoglobigerina spiralis* (BOLLI) from EG14, SB = 100 μ m; 10) *Igorina pusilla* (BOLLI) from EG62, SB = 100 μ m; 11) *Globanomalina imitata* (SUBBOTINA) from EG46, SB = 100 μ m; 12) *Acarinina strabocella* (LOEBLICH & TAPPAN) from EG8, SB = 50 μ m; 13) *Morozovella angulata* (WHITE) from MM1, SB = 50 μ m; 14) *Globanomalina ehrenbergi* (BOLLI) from EG62, SB = 50 μ m; 15) *Parasubbotina variospira* (BELFORD) from EG62, SB = 100 μ m; 16) *Subbotina triloculinoidea* (PLUMMER) from EG59, SB = 100 μ m; 17) *Igorina tadjikistanensis* (BYKOVA) from PCD414, SB = 50 μ m ; 18-25: calcareous nannofossils all come from EG10 sample, SB = 1 μ m, such as: 18) *Prinsius martinii* (PERCH-NIELSEN, 1969) HAQ, 1971; 19) *Fasciculithus* sp.; 20) *Thoracosphaera* sp.; 21) *Sphenolithus primus* PERCH-NIELSEN, 1971; 22) *Ellipsolithus macellus* (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) SULLIVAN, 1964; 23) *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD, 1935; DEFLANDRE, 1947); 24, 25) *Neochiastozygus* cf. *perfectus* PERCH-NIELSEN, 1971. FIG.7.– Faune, microfaune et nannofossiles calcaires des remplissages karstiques. 1-7 : fossiles marins ; 8-17 : foraminifères planctoniques ; 18-25 : nannofossiles calcaires.

disrupted laminae and /or the occurrence of micro-breccias (fig. 5) suggesting some depositional energy.

Unfortunately, most samples are undated, however some of them yield foraminifera and nannofossils, both poorly preserved (fig. 7), which provide Paleocene and Cretaceous ages, thus suggesting reworking (fig. 8). So far, no mixing between these 2 ages has been found within a single sample. *Neochiastozygus perfectus* rarely occurs in the studied samples (i.e., in the sample EG10, fig. 8a) characterizing the latest Danian. Cretaceous assemblages are clearly dominated by *Watznaueria barnesiae*, which represents over 60-70% of total nannofloras (EG11 and EG74). This species is one of the Cretaceous nannofossils most resistant to dissolution and diagenesis, therefore assemblages containing more than 40% of its specimens are considered as heavily altered [Roth and Krumbach, 1986].

Facies D (squares in fig. 6)

The karstic infilling Facies D corresponds to laminated sandstones and micro-conglomerates with the presence of quartz pebbles, fragments of iron-rich lateritic crusts and distinctive clasts of schists (fig. 5) whose source can be identified in the Paleozoic metamorphic basement of the Cevennes, which crops out in the upper reaches of the present drainage area. No fossils or microfossils have been found in these karstic sediments, thus supporting a continental origin. The lithological composition of this karstic infilling is similar to residual conglomerates found on more recent paleosurfaces [Séranne *et al.*, 2002; Camus, 2003]. These detrital deposits include rounded cobbles and pebbles of quartz and sub-angular quartz exudates with schist fragments inclusions, derived from the sill or dike walls, mixed with oxidized silts. These deposits have been mapped from the upstream Cevennes high in the north, to the littoral plain of the Mediterranean sea in the south [Séranne *et al.*, 2002]. They are interpreted as remains of alluvial sediments of a south-flowing drainage, that post-dates the rifting of the Western Mediterranean realm (Oligocene-Aquitainian), once the regional direction of flow had been directed towards the newly formed NW Mediterranean sea [Séranne *et al.*, 1995]. In the studied area, this alluvial formation, derived from the erosion of the Cevennes, is found on presently perched paleosurfaces (fig. 6), disconnected by later incision of the river network that occurred in the Serravallian-Tortonian interval [Séranne *et al.*, 2002]. It represents a fluvial-alluvial surface deposit, while the similar karstic infill (Facies D) signs the underground karstic flow.

These episodes of karstification-infilling can be correlated with the structural field observations. The cavities whose infilling is parallel to the bedding of the calcareous host rocks, are dated Late Jurassic. Horizontal fillings, later than the regional tilting and earlier than the intra-Eocene "Pyrenean" orogeny, are dated Paleocene. Finally, horizontal infillings superimposed onto Pyrenean-related structures correspond to an Early Miocene to Present episode.

Interpretation

Facies A, being found in two distinct structural settings (pre-tilting as well as post-tilting of the host rock) and bearing three distinct biostratigraphic markers (Jurassic, Cretaceous and Paleocene for Facies A), indicates that

facies distribution does not depend on the age of the marine event. This **Facies A** is devoid of hydrodynamic structures, which suggests a depositional environment dominated by settling. It is often rich in marine shell debris and may contain fine detrital allochthonous clasts. This lithology suggests that the karstified area was entirely submerged by the sea and that the karst system was mostly filled by introduction of marine water and consequently, marine sediments. The distribution of Facies A in the area is restricted to the upper parts of the canyons, above an altitude of 400 m (fig. 6). This fact suggests that the deposition of Facies A sediments occurred over the epikarst paleotopography, characterized by sinkholes and pinnacles; they may have been introduced in the karstic network.

In spite of a similar macroscopic facies, Late Jurassic markers have never been found together with a dated Cretaceous or Paleocene marine content. This suggests that the marine Jurassic infilling sequence was followed by a period of lithification of the internal karstic sediment preventing reworking during the following karstification-infilling events. In addition, Jurassic infillings are characterized by one single facies : Facies A. Karsts filled by Jurassic marine sediments are found in very rare occurrences, only on the east bank of Rieutord, at an altitude higher than 400 meters. It is unclear whether karst at this elevation in the area indicates emersion surfaces related to high-frequency, low-amplitude sea-level changes during the deposition of shallow carbonate platform, during the Late Jurassic, or if they are the remains of one karstification stage that occurred at the end of the Late Jurassic. Indeed, the present erosional surface prevents us from asserting the amount of overlying calcareous formations that were karstified during this episode. In the absence of sufficient information, these Jurassic infillings will not be interpreted thereafter in terms of base level variation.

Unlike Jurassic fossils, Cretaceous markers have only been found as poorly preserved, reworked nannofossils, sometimes associated with various Paleocene markers. This suggests the reworking of marine Cretaceous sediments during the Paleocene marine event and mixing between the two age markers. However, the majority of Facies A samples yield only Paleocene taxa, without any evidence of reworking.

In contrast with Facies A, **Facies C** is a typical continental karstic sediment, resulting from strictly karstic hydrodynamics. Facies C is an undifferentiated karstic sediment which was deposited when the area was above the base level and was submitted to karstification. The lack of biostratigraphic markers in most Facies C samples prevents attributing an age to this facies. However, the presence of planktonic foraminifera and nannofossils in some samples accounts for reworking of marine sediments previously deposited in the karstic cavities or in subsurface. In this case, Facies C containing Cretaceous taxa was deposited after the marine Cretaceous event; it reworked marine sediments during the later karstification stages. Facies C containing Paleocene species was deposited after the marine Paleocene event and reworked marine sediments during a later karstification stage.

Facies **B** is characterized by: i) the generalized presence of quartz and iron oxy-hydroxide clasts, indicating a detrital

source from outside of the calcareous area, and by : ii) disrupted laminae in the sediment, recording the hydrodynamics of the karst system. This suggests energy and sediment

transport and deposition, typical of continental karstic sediments. However, the occurrence of planktonic foraminifera within the sediment suggests that at least part of the infill,

Sample	Marine content	Zones	Age of karstic filling	Symbol
	Facies A			☆
EG7	Aptychus, microfilaments		Late Jurassic	☆
EG9	Aptychus, microfilaments		Late Jurassic	☆
EG8	Foram : <i>Acarinina strabocella</i> (LOEBLICH & TAPPAN)	P3a-P4a	Selandian-Thanetian	☆
EG12	Foram : <i>Præmurica cf. uncinata</i> (BOLLI)	P2-P3 (basal part)	Dano-Selandian	☆
EG14	Foram : <i>Eoglobigerina spiralis</i> (BOLLI)	P2-P3a; uppermost P1c	Dano-Selandian	☆
MM1	Foram : <i>Morozovella angulata</i> (WHITE) Nanno : <i>Prinsius bisulcus</i> (STRADNER, 1963) HAY & MOHLER, 1967; <i>Fasciculithus</i> sp., <i>Markalius inversus</i> (DEFLANDRE in DEFLANDRE and FERT, 1954) BRAMLETTE & MARTINI, 1964; <i>Braarudosphaera bigelowii</i> (GRAN & BRAARUD, 1935) DEFLANDRE, 1947; <i>Thoracosphaera</i> sp.; <i>Sphenolithus primus</i> PERCH-NIELSEN, 1971	P3a-lower-mid P4	Selandian- Thanetian	⊙
	<i>Watznaueria barnesi</i> (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968; <i>Zeugrhabdotus erectus</i> (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954) REINHARDT, 1965; <i>Retecapsa angustiforata</i> BLACK, 1971; <i>Micula decussata</i> VEKSHINA, 1959	Biozone: N4 of Martini's Zonation (1971)	Cretaceous most probably reworked	
	Facies B			◇
PDC414	Foram : <i>Igorina tadjikistanensis</i> (BYKOVA)	P3b-P5	Selandian-Thanetian	◇
EG46	Foram : <i>Globanomalina imitata</i> (SUBBOTINA)	P1b-P6	Danian-Selandian-Thanetian	◇
EG50	Nanno : <i>Ellipsolithus macellus</i> (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) SULLIVAN, 1964; <i>Cruciplacolithus primus</i> PERCH-NIELSEN, 1977; <i>Sphenolithus primus</i> PERCH-NIELSEN, 1971; <i>Fasciculithus</i> sp.; <i>Fasciculithus ulii</i> PERCH-NIELSEN, 1971; <i>Chiasmolithus danicus</i> BROTZEN, 1959) HAY & MOHLER; <i>Thoracosphaera saxea</i> STRADNER, 1961; <i>Braarudosphaera bigelowii</i> (GRAN & BRAARUD, 1935) DEFLANDRE, 1947; <i>Markalius inversus</i> (DEFLANDRE in DEFLANDRE and FERT, 1954) BRAMLETTE & MARTINI, 1964; <i>Toweius pertusus</i> (SULLIVAN, 1965) ROMEIN, 1979	Biozone NP4 of Martini's Zonation (1971)	Late Danian-Early Selandian.	⊙
	<i>Watznaueria barnesi</i> (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968; <i>Micula decussata</i> VEKSHINA, 1959; <i>Gartnerago segmentatum</i> (STOVER 1966) THIERSTEIN, 1974; <i>Arkhangelskiella cymbiformis</i> VEKSHINA 1959		Cretaceous most probably reworked	
	Facies C			○
EG10	Nanno : <i>Sphenolithus primus</i> PERCH-NIELSEN, 1971; <i>Neochiastozygus perfectus</i> PERCH-NIELSEN, 1971; <i>Prinsius</i> cf. <i>martini</i> , <i>Ellipsolithus macellus</i> (BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961) SULLIVAN, 1964; <i>Toweius</i> sp.; <i>Fasciculithus</i> sp.; <i>Braarudosphaera bigelowii</i> (GRAN & BRAARUD, 1935) DEFLANDRE, 1947; <i>Thoracosphaera</i> sp.	Biozone: N4 of Martini's Zonation (1971)	Late Danian-Early Selandian.	●
EG11	Nanno : <i>Watznaueria barnesi</i> (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968; <i>Staurolithites crux</i> (DEFLANDRE & FERT, 1954) CARATINI, 1963; <i>Micula decussata</i> VEKSHINA, 1959; <i>Arkhangelskiella cymbiformis</i> VEKSHINA 1959; <i>Lithraphidites quadratus</i> BRAMLETTE & MARTINI 1964; <i>Micula praemurus</i> (BUKRY 1973) STRADNER & STEINMETZ, 1984		Maastrichtian most probably reworked	⊙
EG21	Foram : <i>Igorina pusilla</i> (BOLLI)	P3-P4 (lower part)	Selandian	●
EG41	Foram : <i>Morozovella angulata</i> (WHITE)	P3a-lower-mid P4	Selandian-Thanetian	●
EG59	Foram : <i>Subbotina triloculoides</i> (PLUMMER), <i>Præmurica cf. uncinata</i> (BOLLI)	P1b-P4	Late Danian-Early Selandian.	●
EG62	Foram : <i>Parasubbotina variospira</i> (BELFORD)	P2-P3 (basal part)	Selandian	●
	<i>Globanomalina ehrenbergi</i> (BOLLI), <i>Igorina pusilla</i> (BOLLI)	P3a-P4 (lower part)		
EG 74	Nanno : <i>Watznaueria barnesi</i> (BLACK in BLACK & BARNES, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968; <i>Micula decussata</i> VEKSHINA, 1959	P2-P4	Cretaceous most probably reworked	⊙

Fig.8a

	Undated	Jurassic (fossils)	Paleocene (Foram+Nanno)	Reworked Late Cretaceous (Nannofossils)	Miocene to present time (detrital source)
Facies A	☆	⊙	★	⊙	
Facies B	◇		◆	⊙	
Facies C	○		●	⊙	
Facies D					□

Fig.8b

FIG. 8. – Synthesis of age control: a) paleontological content of facies A (stars), B (diamonds) and C (circles), distinguishing in situ from reworked fossils (combination of symbols); b) interpretative key for the figure 8a, as well as for figures 2, 6 and 9.

FIG.8.– Synthèse chronologique :a) contenu paléontologique des différents faciès A (étoiles), B (losanges) et C (cercles), et distinguant les fossiles in situ des fossiles remaniés ; b) interprétation de la figure 8a avec les symboles utilisés dans les figures 2, 6 et 9.

Calcareous nannofossils taxa references / Références des nannofossiles calcaires.

most probably reworked, results from marine flooding in karstic cavities located below sea-level. Such a mix between continental karstic and marine karstic dynamics, strongly suggests a coastal environment [Bruxelles *et al.*, 1999; Camus, 2003] subjected to emersion-submersion cycles, including reworking of submersion-related marine karstic sediments into the emersion-related continental karstic sediments. Facies B represents an intermediate between Facies A in the marine domain and Facies C in the totally continental domain. Paleocene nannofossils have been found in the samples of Facies B, in association with reworked Cretaceous taxa, and some samples have only yielded Paleocene foraminifera. No samples yielded exclusively Cretaceous taxa. This suggests that the Facies B was only deposited during the Paleocene transgression and that it may rework some marine Cretaceous sediments.

Facies A, B and C contain Cretaceous and Paleocene marine taxa, indicating two marine events. These marine episodes are distinct because: i) Cretaceous taxa are always found in a poor state of preservation, which suggests a strong reworking during a subsequent karstification phase and ii) reworked Cretaceous taxa have been found associated with Paleocene taxa in Facies A, which is an original undisturbed laminated facies deposited by settling. It shows that marine Cretaceous sediments were reworked during Paleocene times.

Facies D signs a more recent continental (karst and alluvial) depositional episode that took place from the Early Miocene [Séranne *et al.*, 2002]. Due to the long time interval between the Paleocene karst episodes and this later event and also due to the lack of precise biostratigraphic markers to characterize its evolution, it was not possible to integrate it in the interpretation in terms of base-level evolution. Therefore, in the following, we restrict the interpretation to the Late Cretaceous-Paleocene event.

SCENARIO OF FACIES DISTRIBUTION FOR MARINE LATE CRETACEOUS AND PALEOCENE EVENTS

Northwest of the studied area, small and highly discontinuous outcrops of shallow marine sediments dated from Turonian-Santonian (with coastal Turonian facies), then marine Coniacian deposits followed by lacustrine Campanian-Maastrichtian deposits [Alabouvette *et al.*, 1984, 1988; Bruxelles *et al.*, 1999] are exposed. In addition, southeast of the studied area, the presence of a Campanian marine fauna [Alabouvette *et al.*, 1988] suggests that the base level of the region was close to the sea level throughout the Late Cretaceous. With the onset of Maastrichtian lacustrine facies, the base level was lowered. The marine Cretaceous sediments found in karstic infilling in the studied area correspond to this Late Cretaceous marine event, which affects the whole region.

The karstification event that created the cavities, subsequently filled with Paleocene and reworked Cretaceous sediments, took place between the Late Cretaceous (Campanian) and Paleocene (Danian-Selandian) marine episodes, i.e. during the Maastrichtian-earliest Paleocene interval, related to the latest Cretaceous episode of the Pyrenean tectonics [Combes *et al.*, 2007].

We propose the following sequence for the Late Cretaceous-Paleocene event, which accounts for the facies and age distribution (fig. 9):

1– during Late Cretaceous times (Turonian to Maastrichtian), marine sediments are deposited across the studied area [Alabouvette *et al.*, 1984; 1988; Bruxelles *et al.*, 1999];

2– the Maastrichtian lacustrine sedimentation in the tabular “Grands Causses” and the continental fluvio-lacustrine sedimentation of “Rognacian” (Upper Maastrichtian) and “Vitrollian” (Danian) facies in the south of the study area [Freytet, 1970; Freytet and Plaziat, 1982], show a lowered base level and indicate a continental environment. Aerially exposed carbonates were submitted to karstification and earlier marine deposits (Turonian-Maastrichtian) were weathered and reworked into the new karstic cavities. This period of karstification spans the Maastrichtian through to the Late Danian transgression. The karstic sediments include reworked marine Late Cretaceous taxa within the Facies C deposits, which contain Cretaceous nannofossils only;

3– during the initial stages (Late Danian) of the following transgression, coastal environments around the calcareous area record the contribution of both marine and karstic dynamics, with deposition of continental as well as marine sediments found in the Paleocene Facies B. During this phase, the reworking of Cretaceous sediments continued and may have also incorporated Cretaceous taxa into Facies B sediments of Paleocene age;

4– during the maximum of Paleocene transgression, the base-level rose above the highest karst cavities across the entire study area. Settling of marine sediments of Paleocene Facies A, which may also incorporate remains of marine Late Cretaceous sedimentary cover, occurred in the karsts cavities;

5 – when the base level fell again, karstification processes resumed, and karstic dynamics reworked previously deposited marine sediments, including Paleocene and Late Cretaceous marine deposits. This induced deposition of Facies C sediments. Base level drops and rises during Late Cretaceous-Paleocene time interval are thus responsible for the present distribution of marine karstic sediments within the karstified massif (fig. 6).

QUANTIFICATION OF THE BASE LEVEL VARIATION DURING THE LATE CRETACEOUS-PALEOCENE EVENT

When the emersion and the submersion of a carbonate area can be documented by karstification and infilling by marine sediments, it becomes easier to quantify the magnitude of the variation of the corresponding base level. For the Cretaceous-Paleocene event, cavities containing dated infillings allow to quantify the amplitude of variation of this base level. There are marine Paleocene sedimentary fillings spread over the entire height of the massif, from the lowest parts (river-level) to the highest crests. This means that the pre-filling karstification has affected the entire height of the area, at least down to the present riverbed, to form the karst system. Then, during the following marine transgression, marine sediments gradually filled the cavities. The massif is

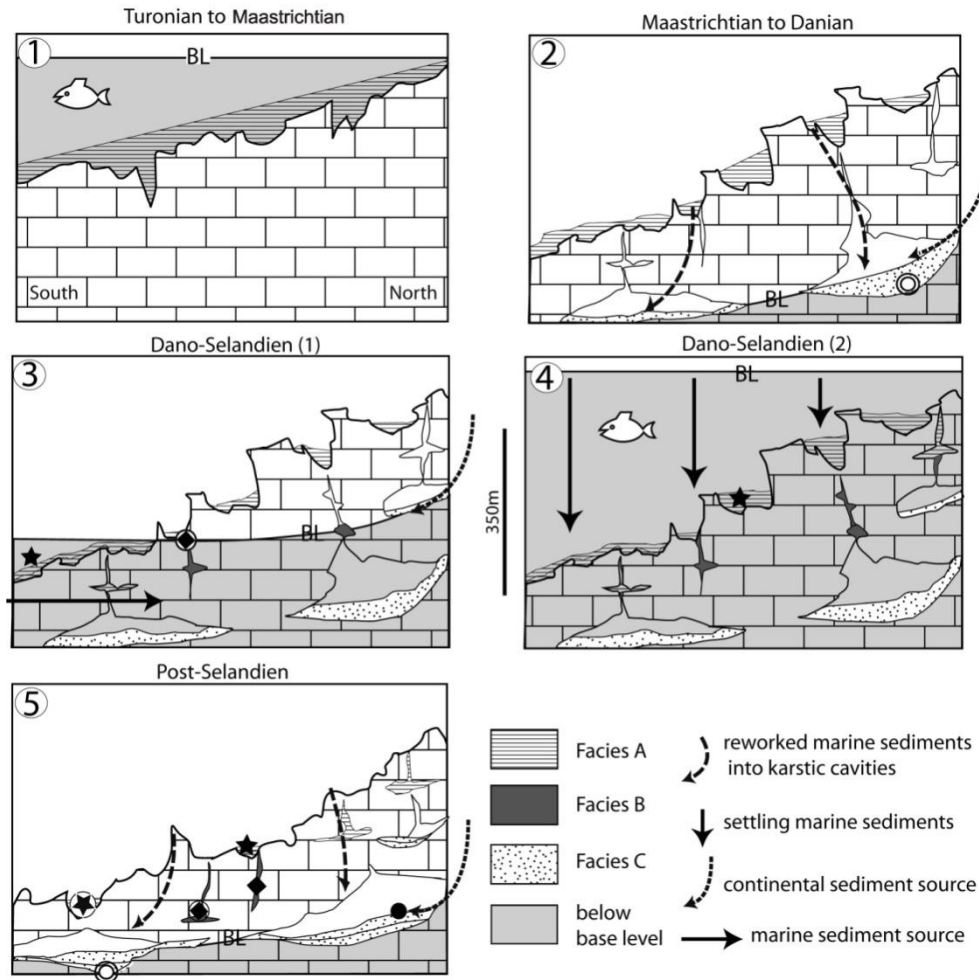


FIG. 9. – Simplified scenario of the Late Cretaceous -Early Paleocene karstification -marine transgression: 1) Marine Late Cretaceous sediments are deposited on the Jurassic carbonates, eroded and karstified during Mid-Cretaceous time; 2) lowering of base level results in subaerial exposure of the Jurassic limestones and their sedimentary cover; this induces weathering then deposition of reworked late Cretaceous marine sediment in the enlarging karst cavities; 3) base level rise induces transgression and development of coastal environments, mixing karstic dynamics (reworking Late Cretaceous sediment) and marine dynamics (supplying Paleocene taxa) within the karstic network, typical of facies B; 4) when the massif is completely submerged, karstic dynamics is stopped within the cavities, where deposition is controlled by settling, such as in facies A; 5) base level drop leads to a new emersion that exposes again the Jurassic limestones to weathering and karstification. Sediments deposited as facies C including Paleocene reworked taxa. Facies symbols as in figure 8; from stage 1 to 4, symbols represent only the facies deposited during this stage, whereas stage 5 represents the final facies distribution. BL= base level. FIG.9.– Scénario de la karstification-transgression marine de la fin du Crétacé-début du Paléocène. 1) Les sédiments marins de la fin du Crétacé se sont déposés sur les carbonates du Jurassique érodés et karstifiés durant la période du Crétacé "moyen" ; 2) la baisse du niveau de base expose les calcaires jurassiques à la karstification et la couverture sédimentaire à l'érosion, induisant l'altération puis le dépôt des sédiments crétacés marins remaniés, dans de nouvelles cavités karstiques ; 3) la remontée du niveau de base induit une transgression et le développement d'un environnement littoral, combinant la dynamique karstique (remaniant des sédiments crétacés) et l'apport marin (introduction de taxons paléocènes) dans le réseau karstique, témoignant de la facies B ; 4) quand le massif est totalement submergé, la dynamique karstique cesse de fonctionner dans le réseau où le dépôt n'est plus contrôlé que par la décantation, comme en témoigne la facies A ; 5) la baisse du niveau de base conduit à une nouvelle émergence, qui expose une fois de plus la plateforme carbonatée jurassique à l'altération et la karstification. Les sédiments marins précédemment piégés dans le karst sont remaniés et redéposés sous la forme de la facies C incluant des taxons paléocènes remaniés. Les symboles des faciès de la figure 8 représentent les faciès déposés pendant la période donnée pour les stades 1 à 4, et la distribution finale des faciès pour le 5^{ème} stade. BL = niveau de base.

above the base level when karstification occurs and below base level when marine sediments fill it.

The base level drop is at least 350 m in amplitude, which is the vertical extent of the observed a karst in the exposed area. This is a minimal value, as it does not consider the possible occurrence of a karst network below the riverbed. In a second phase, during Danian-Selandian times, the massif was completely submerged because marine sediments have been found at the top of the area. The amplitude of the

base-level rise is 350 meters minimum. Again, this is a minimal value, as a possible erosion of the carbonate formations at the top of calcareous area, and the bathymetry during Paleocene transgression are not taken into account. Indeed, the uppermost outcrops that have yielded marine fauna are intrakarstic cavities, which implies up to several tens of meters thickness of limestones that have been eroded and an additional several tens of meter of bathymetry above the present erosional surface are likely.

DISCUSSION: THE POSSIBLE CAUSES OF HIGH-AMPLITUDE BASE LEVEL CHANGES

Eustatic forcing?

The onshore record of base level variations due to eustasy requires global oscillations of the sea-level of similar amplitude, during the considered time interval. The observed polyphase karst evolution over the Latest Cretaceous to Early Paleocene interval suggests several events. The sea level curve of Kominz and others [2008] provides a chart with 0.1 Ma time resolution, showing the high frequency oscillations (fig. 10). We have shown that the amplitude of variation of the base level of 350 m occurred between the Late Maastrichtian and the Danian-Selandian. However, for the considered interval, this eustatic chart displays a maximum drop of 50 m between 65.4 and 63.8 Ma and a maximum rise of 52 m between 62 and 61.7 Ma (fig. 10), which is much less than the base level amplitude (◆ 350 m) necessary to account for our observations.

However, the occurrence of foraminifera found in the study area, plotted on the biostratigraphic scale and eustatic

curve (fig. 10), reveals that the time interval [Wade *et al.*, 2011] of foraminifera found in the fillings overlaps the period of eustatic sea-level highs (Late Danian to Early Thanetian) following the eustatic lows of Maastrichtian to Early Danian. But the most restrictive time span common to all foraminifera found in the study area postdates the highest highstand, according to Kominz and others [2008]. In addition, two planktonic foraminifera species, *Praemurica uncinata* (stratigraphic interval according to Wade and others [2011]) [P2-P3a (basal part)] and *Igorina tadjikistanensis* [P3b-P5], found in the studied area are not contemporaneous. They occur respectively before and after the eustatic low stand between 61.1 Ma and 60 Ma (fig. 10). This supports polyphase events, with a first marine event in Late Danian, followed by a second marine event during Mid-Selandian, separated by an eustatic sea-level fall of several tens of meters, and associated subaerial exposure.

Although eustasy alone cannot account for base level changes observed in the study area, it appears to be related in some way to the distribution of marine markers within the karstified massif.

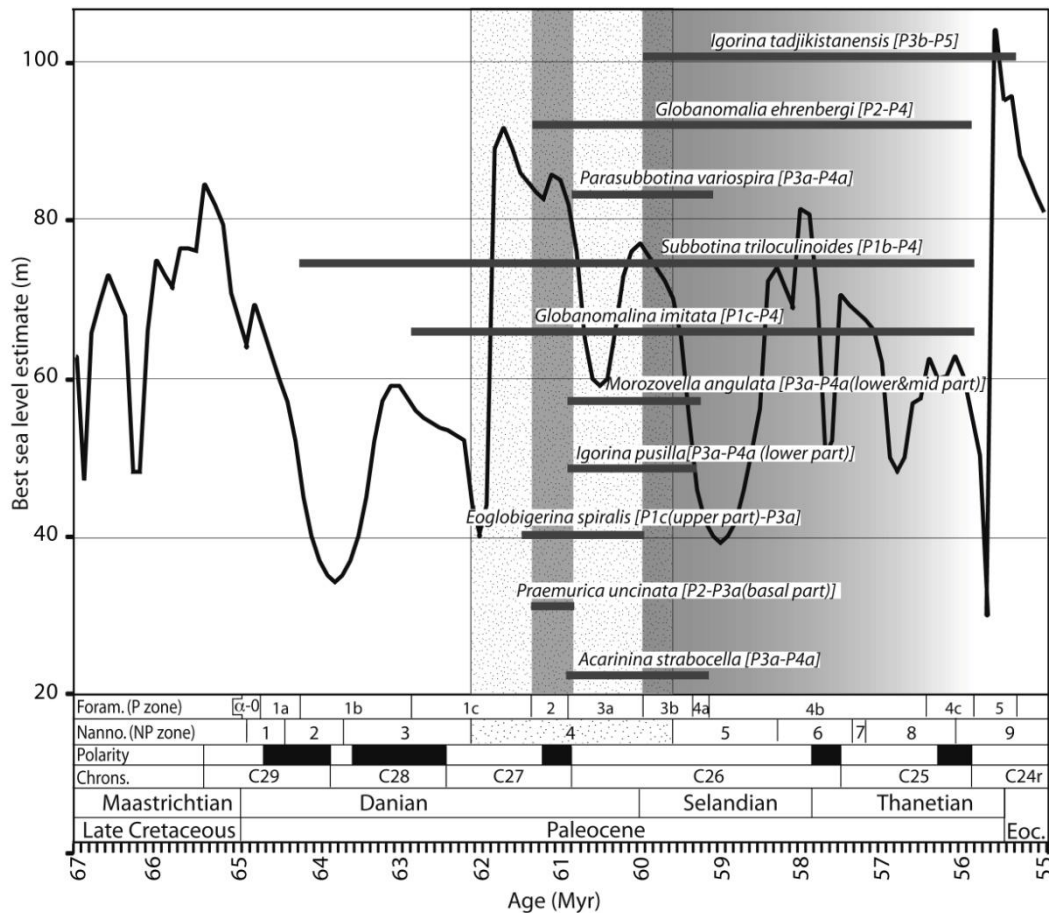


FIG. 10. – Eustatic curve of Kominz *et al.* [2008] superimposed onto the interval of occurrence of the foraminifera (horizontal bars) and of nannofossils (stippled area) found in the study area, according to references given in figure 8. Foraminiferal biozones from Wade *et al.* [2011] and nannofossil biozones from Miller *et al.* [2005] are calibrated on Cande and Kent [1995] time-scale. Note that since *Praemurica uncinata* and *Igorina tadjikistanensis* (grey shading) do not overlap, and are separated by an eustatic low. The younger boundary of the later interval is not constrained. FIG. 10. – Occurrences des foraminifères (barres horizontales) et des nannofossiles (zone pointillée) trouvés dans la zone d'étude selon les références données dans figure 8, superposées sur la courbe eustatique de Kominz *et al.* [2008]. Les biozones de foraminifères de Wade *et al.* [2011] et de nannofossiles de Miller *et al.* [2005] sont calibrés sur l'échelle de temps de Cande *et al.* [1995]. Notez que les périodes de vie des foraminifères *Praemurica uncinata* et *Igorina tadjikistanensis* (nuances de gris) ne se chevauchent pas et sont séparées par une baisse eustatique. La limite du dernier événement marin n'est pas contrainte.

Geodynamics forcing?

The studied area (fig. 1) has undergone the Pyrenean orogeny from Latest Cretaceous to Middle Eocene [Philip *et al.*, 1978; Alabouvette and Cavelier, 1984; Arthaud and Laurent, 1995]. The Cévennes fault then acted as a left-lateral strike-slip, accommodating shortening of the Mesozoic cover on the southeastern bloc, expressed by a series of thrusts and anticlines in the Garrigues area [Séranne *et al.*, 1995], while the northwestern block remained mostly unaffected, except by minor brittle faulting [Demangeon, 1959; Alabouvette and Cavelier, 1984; Arthaud and Laurent, 1995]. Indeed the studied area, located northwest of the Cévennes fault, does not display any significant thrusts or faults. The lack of ramp cutting through the sedimentary cover prevents the development of significant hanging wall uplift. In addition, in the Languedoc between Pyrenees and Provence, the last major compressional phase occurred in Mid-Late Eocene [Philip *et al.*, 1978], which post-dates the recorded event. Considering that karstification and a flooding event occurred in the Latest Cretaceous – Early Paleocene time interval (i.e. several millions years), the inferred vertical movements would require rates of uplift and subsidence in the range of 0.1 mm per year. Such rates of uplift characterize zones of moderate tectonic activities [Pederson *et al.*, 2006]. The tabular structure of the area would indicate long-wave movements rather than differential vertical movement. Indeed, rates of uplift in plateaus [Binnie *et al.*, 2008] are compatible with the measured rate of base-level change. However, the evidence of polyphase karstification/flooding events during the Paleocene (fig. 10) requires faster rates of uplift and subsidence for smaller time intervals (less than one million year long). For the first marine event (61.3 to 60.8 m.y.), the required rate of subsidence would be close to 0.9 mm/yr. For the following inter-val (60.8 to 60 m.y.), the inferred rate of uplift would be around 0.5 mm/yr. Such values are documented in orogenic zones, characterized by intense deformation involving thrusting and folding, as well as denudation of the metamorphic basement [Fitzgerald *et al.*, 2005; Annen and Scaillet, 2006; Champagnac *et al.*, 2009; Norton *et al.*, 2011]. The studied area is clearly not tectonically affected to that extent. Finally, a sequence of subsidence immediately followed by uplift and subsidence again, each one of more than 350 meters amplitude, in a several millions-years-long interval, calls for an unknown geodynamic model. Such a “geodynamics yo-yo”, is therefore geologically unlikely.

Hypothesis of a “dessiccated deep basin model” [Clauzon, 1982]

Eustasy and classical geodynamic models do not satisfactorily account for the 350 m amplitude of base level changes, especially during the early Paleocene base level oscillations.

Other examples of deep and fast erosion and karstification of carbonate massifs, not directly related to sea level change or geodynamics, have been already studied. The Messinian dessiccation of the Mediterranean Sea constitutes the most spectacular and well-documented ex-ample. In particular, the consequences of the Mediterranean base-level drop consecutive to its dessiccation, lead to the adaptation of the continental watershed [Clauzon, 1979;

Audra *et al.*, 2004; Camus *et al.*, 2004; Mocochain *et al.*, 2006; Bache *et al.*, 2011]. Unlike the drainage areas underlain with a terrigenous sedimentary cover, which were deeply eroded and incised by deep and narrow canyons (e.g. more than 1000 m beneath present coastline for the Rhône and the Nile rivers [Clauzon, 1982]), the response of the carbonate platforms surrounding the dessiccated area was dominated by fast and deep lowering of the karst system by dissolution of the limestone along conduits through the calcareous massif [Camus, 2003; Audra *et al.*, 2004; Clauzon *et al.*, 2005; Mocochain *et al.*, 2006]. In the present Mediterranean watershed, the deep underground karst systems, developed several hundred meters below the actual valleys and canyons [Camus, 2001; Gilli and Audra, 2004], as well as below present sea-level [Blavoux *et al.*, 2004] is accounted for by the sudden drop of the Mediterranean sea and the similarly fast adaptation to the new drainage profile between the hinterland and the residual dessiccated lake level, some 1700 m below pre-dessiccation sea-level [Clauzon *et al.*, 2005].

Such a geodynamic scenario involved karst development over hundreds of meters thickness in carbonate strata, followed, at the onset of Zanclean, by catastrophic flooding of the dessiccated endoreic basin [e.g. Bache *et al.*, 2011]. The underground karsts system previously formed through the marginal calcareous area were then flooded during the Zanclean refilling of the Mediterranean sea [Camus, 2003; Audra *et al.*, 2004 ; Mocochain *et al.*, 2006; Lofi *et al.*, 2011].

In order to account for the observed ≥ 350 m amplitude of the base-level variation during the Paleocene, we propose a scenario similar to the Messinian-Zanclean event that occurred in a silled endoreic basin. We hypothesize that the presence of Early Paleocene marine infilling in latest Cretaceous-Paleocene karst structures, developed at the expense of Peri-Tethyan Mesozoic carbonates of southern France, represents the geographical extent of the endoreic basin of Languedoc. Such outcrops have been previously mapped [Combes *et al.*, 2007]. They are bounded northward by the Paleozoic metamorphic basement. Southwards, they are covered by Oligocene to Neogene sequences, related to the rifting and opening of the NW-Mediterranean Sea. Although the southern margin is not known, it was located north of the Oligocene pre-rift position of the Paleozoic basement of Corsica and Sardinia. While the eastern margin is not precisely known, the western margin seems to extend along the present Pyrenean range. The location of the connection with the World Ocean is still debated. It could be through a narrow strait to the west [Peybernès *et al.*, 2001; Combes *et al.*, 2007, 2008].

When the sill is closed, the basin base-level is not controlled by eustasy anymore but by the balance between runoff in the watershed and evaporation of the water body in the axis of the endoreic Languedoc basin. Base-level develops from the bottom of the basin, upstream, and the karstification is initiated on the edges of the basin (fig. 11). When the sill becomes submerged, the World Ocean floods the basin. The base level of the basin is connected again with the World sea level, and marine sediments fill the karstic network previously formed (fig. 11).

The formation of the Languedoc endoreic basin occurred after the last marine Cretaceous deposit (Campanian)

and before the first marine deposit in Early Paleocene times (Late Danian), probably caused by geodynamic processes, mostly during the latest Cretaceous tectonic event. At that time, differential uplift of the Cevennes and Grands Causses relative to the Garrigues (fig. 1) [Séranne *et al.*, 2002] contributed to the formation of the Languedoc basin, with an upstream to the north and downstream to the south. During the formation of the Languedoc endoreic basin, base level dropped and was controlled by water bodies in the axis of the basin. So the ≥ 350 m base level drop indicates that the studied area was located to the north at least 350 meters above the altitude of the basin axis (fig. 11).

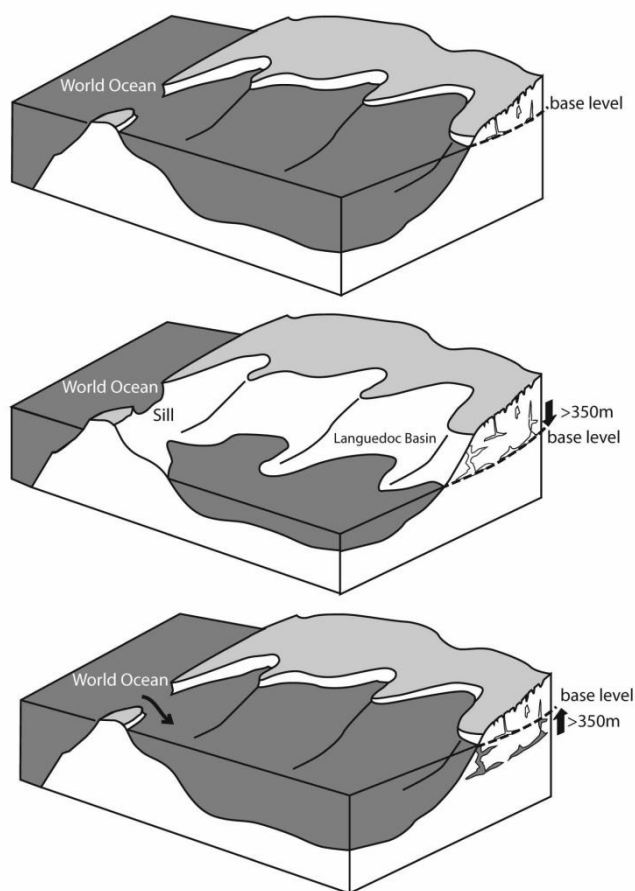


FIG. 11. – Conceptual sketch of the silled endoreic basin. A) Initial stage. B) A moderate eustatic fall disconnects the basin from the World Ocean. Evaporation induces local base level drop of the water body in the axis of the endoreic silled basin. In the study area, the base level drops of at least 350 m and the carbonate massifs located above the base level are karstified. C) A moderate eustatic rise induces submersion of the sill and flooding of the basin, and rise of the base level. The karstified carbonates are invaded with marine water and the cavities filled with marine sediments. The position of the sill is debated; it could be in the west, connecting with the Atlantic [Combes *et al.*, 2004, 2007]. FIG. 11. – Modèles 3D d'un bassin endoréique à seuil. A) Stade initial. B) Une baisse eustatique modérée peut déconnecter le bassin de l'Océan global. L'évaporation induit une chute du niveau de base jusqu'au fond du bassin endoréique. Ici, le niveau de base chute de 350 mètres au minimum et les massifs carbonatés se trouvant au-dessus de celui-ci sont karstifiés. C) Une faible remontée du niveau eustatique peut induire la submersion du seuil et l'envahissement du bassin, faisant remonter son niveau de base. Les parties carbonatées du massif sont alors envahies par la mer et les cavités du réseau piègent des sédiments marins. La position du seuil est encore débattue ; il pourrait être situé à l'ouest, connectant le bassin languedocien à l'Atlantique [Combes *et al.*, 2004, 2007].

The Early Paleocene marine sediments that filled the karstic network were deposited during the submersion of the sill and the flooding of the basin, when it was connected again with the World Ocean (fig. 10). The eustatic curve of Kominz and others [2008] displays a fast sea level rise, nearly 50 m amplitude, between 62 and 61.7 Ma, that may have allowed the World Ocean to submerge the sill (fig. 10). But, in the study area, there is no evidence of a Mid-Danian fauna (zone P1) related to a marine flooding due to the high-stand at 61.7 Ma. The record of the marine flooding is slightly delayed (61.3 Ma) with respect to the high-stand at 61.7 Ma (fig. 10). This could result from an incomplete sampling in our study, or from geodynamic interactions: in spite of the high-stand (61.7 Ma), the sill may have remained closed by thrusting; alternatively, the basin-floor in the studied area was undergoing uplift. Our observations further show the occurrence of at least two distinct and successive marine fillings: zone P2 and sub-zone P3b separated by a circa 20 m eustatic relative low. This supports a polyphase event, with a first flooding in Late Danian, followed by a second flooding during Early-Selandian (fig. 10). Similarly, the eustatic low at 59 Ma possibly involved an additional closure and dessiccation of the basin, although no supporting biostratigraphic markers were found in the study area. Interestingly, up to three marine intervals (from Mid-Danian to Selandian) have been identified west and south of the studied area [Combes *et al.*, 2004, 2007].

In any case, our results imply that the sill controlling the endoreic basin was extremely shallow. The amplitude of the eustatic change (several tens of meters, according to Kominz *et al.* [2008]) is indicative of the bathymetry of the sill that separated the Languedoc basin from the World Ocean. But it is likely that the sill was not a permanent structure in the convergent geodynamic context of the area, at that time. Thrusting must have exerted a long-term control on the sill geometry, while eustatic changes acted as the punctuated tempo of dessiccation/flooding of the endoreic basins. Indeed, the high stand at the Paleocene-Eocene boundary (fig. 10), is not recorded in the area by a marine transgression. Furthermore, the successive highstands that occurred during Ypresian and Lutetian, although more than 50 m higher than the previous Paleocene highstands [Kominz *et al.*, 2008], are not associated with marine flooding. On the opposite, the stratigraphic record has remained continental from that time onwards [Philip *et al.*, 1978; Freytet and Plaziat, 1982]: this suggests that Eocene tectonics had become the major control over the evolution of the studied area. The connection with the World Ocean was definitively closed and the entire endoreic basin was subjected to inversion and uplift due to the Pyrenean thrusting.

One significant difference with the Mediterranean Messinian-Zanclean model is the continental nature of the basin-floor basement for the Paleocene endoreic basin, whereas the Messinian event affected a much deeper oceanic-crust-floored basin. This implies moderate bathymetry and a base-level drop limited to several hundred meters. Another difference is the absence of evaporites expected to cover the basin floor of a dessiccated basin. However, the marginal position of the study area and the dominant continental character of the internal karstic sediments suggest that evaporites may have been deposited in the axis of the basin, south of the studied area. However, they have been

later subjected to inversion, uplift and erosion during the successive phases of the Pyrenean orogeny. Nevertheless, it should be noted that Paleocene marine evidences are found in karstified carbonate rocks that are locally dolomitized (see fig. 2). Such secondary dolomitization could tentatively be related to the occurrence of penesaline sea water during drying periods of the basin, without precipitation of evaporites [Qing *et al.*, 2001; Melim and Scholle, 2002]. In addition, the studied area displays sulfide Pb-Zn deposits [Le Strat, 1975] of indeterminate age. These accumulations show dolomite and karst breccia, similar to Paleocene facies, and we suggest that they may be associated with the dessiccation and salinity increase [Wright and Wacey, 2005].

CONCLUSION

Occurrence of marine sedimentary infilling in a karst system developed in a calcareous area, has already been documented in southern France [e.g. Peybernès *et al.*, 2003, Combes *et al.*, 2007]; however, our study quantifies the vertical extent of the phenomena and explores its geodynamic consequences. The karst development and its marine infill over more than 350 m in height, provides direct evidence of base-level changes of at least that amplitude. Foraminifera and nannofossils associated within the karstic sedimentary infilling constrain the age and duration of the process. The large amplitude and the fast rate of change of base-level cannot be accounted for by neither eustasy nor tectonics. We propose that variations of base-level were induced by dessiccation/flooding cycles in a silled endoreic basin, extending across the south of France. The extent of such continental-crust-floored basin is difficult to delineate, due to the later Cenozoic Pyrenean thrusting and folding, then NW-Mediterranean rifting and drifting. During eustatic low-stand, the sill was exposed, the basin was disconnected

from the World Ocean, and the local Peri-Tethyan carbonates (Late Jurassic in age) were submitted to erosion and karstification down to the dropped base-level. When eustatic sea-level rose, the sill was submerged and the basin flooded; the karst was transgressed and marine sediments were trapped in the cavities. The model is similar to the later Messinian-Zanclean event that affected the whole Mediterranean, especially for the development of deep karsts in the carbonate-dominated platform. Our results suggest that it is likely that part of the deep karst systems described on the Mediterranean margins –and that are usually related to the Messinian-Zanclean event– have been initiated during the Paleocene, and reactivated during the Messinian (or later) event(s). However, we anticipate that differential geodynamic evolution of distinct calcareous massifs may have brought some of them below the Messinian dropped base-level – and therefore shielded them from Messinian karst reactivation. This could be the case for the hanging-wall of the extensional faults of the NW-Mediterranean rifting. On the opposite, blocks that have been uplifted above the base-level, within the hanging-wall of Pyrenean thrusts, must record both Paleocene and later karstification episodes.

Therefore paleokarsts record the variations of baselevel, and this can be used to constrain the geodynamic evolution of continental areas otherwise devoid of stratigraphic record.

Acknowledgments. – This study was initiated with the financial support of INSU-CNRS and it is now part of a PhD (E.H.) sponsored by: “Projet Scientifique de l’Université Montpellier 2” and BRGM. The authors wish to thank Christophe Nevado and Doriane Delmas who have performed all the high quality thin sections, which were pivotal in this study. The paper was substantially improved by constructive reviews from J.-P. Suc and J. Vergès. *SGF associate editor: Romain Augier*

References

- ALABOUVETTE B., AZEMA C., BODEUR Y. & DEBRAND-PASSARD S. (1984). – Le Crétacé supérieur des Causses. – *Géol. France*, **1-2**, 67-73.
- ALABOUVETTE B., ARTHAUD F., BODEUR Y., PALOC H., SEGURET M., LE STRAT P., ELLENBERGER P., MACQUAR J.C. & COUMOUL A. (1988). – Carte géologique de la France au 1/50 000. Feuille du Vigan. – BRGM, Orléans.
- ALABOUVETTE B. & CAVELIER C. (1984). – Languedoc oriental, in Chapitre Paléogène. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. In: S. DEBRAND-PASSARD & S. COURBOULEIX, Eds, Stratigraphie et paléogéographie. BRGM, Orléans, France. – *Mém. BRGM*, **125**, 434-438.
- ANNEN C. & SCAILLET B. (2006). – Thermal evolution of leucogranites in extensional faults; implications for Miocene denudation rates in the Himalaya. – *Geol. Soc. Sp. Publ.*, **268**, 309-326.
- ARTHAUD F. & LAURENT P. (1995). – Contraintes, déformation et déplacement dans l’avant-pays nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen. – *Geodin. Acta*, **8**, 142-157.
- ARTHAUD F. & SEGURET M. (1981). – Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (Sud de la France). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **XXIII** (1), 51-63.
- AUDRA P., CAMUS H. & ROCHETTE P. (2001). – Le karst des plateaux jurassiques de la moyenne vallée de l’Ardèche: datation par paléomagnétisme des phases d’évolution plio-quaternaires (aven de la Combe Rajeau). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **172**, (1), 121-129.
- AUDRA P., MOCOCHAIN L., CAMUS H., GILLI E., CLAUZON G. & BIGOT J.-Y. (2004). – The effect of the Messinian deep-stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from southern France. – *Geodin. Acta*, **17**, (6), 389-400.
- BACETA J.I., WRIGHT V.P., BEAVINGTON-PENNEY S.J. & PUJALTE V. (2007). – Palaeohydrogeological control of paleokarst macro-porosity genesis during a major sea-level lowstand: Danian of the Urbasa-Andia plateau, Navarra, North Spain. – *Sediment. Geol.*, **199**, 141-169.
- BACHE F., POPESCU S.-M., RABINEAU M., GORINI C., SUC J.-P., CLAUZON G., OLIVET J.-L., RUBINO J.-L., MELINTE-DOBRIANESCU M.-C., ESTRADA F., LONDEIX L., ARMJO R., MEYER B., JOLIVET L., JOUANNIC G., LEROUX E., ASLANIAN D., TADEU DOS REIS A., MOCOCHAIN L., DUMURDŽANOV N., ZAGORCHEV I., LESIĆ V., TOMIĆ D., ÇAGATAY M.N., BRUN J.-P., SOKOUTIS D., CSATO I., UCARKUS G. & ÇAKIR Z. (2011). – A two step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. – *Basin Res.*, **23**, 1-29.

- BARBARAND J., LUCAZEAU F., PAGEL M. & SÉRANNE M. (2001). – Burial and exhumation history of the southeastern Massif Central (France) constrained by an apatite fission-track thermochronology. – *Tectonophysics*, **335**, 275-290.
- BAUDRIMONT A. F. & DUBOIS P. (1977). – Un bassin mésogéen du domaine péri-Alpin: les sud-est de la France. – *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **1**, (1), 261-308.
- BENEDICTO A. (1996). – Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du golfe du Lion (SE France). – Thèse Doctorat, Univ. Montpellier 2, 242p.
- BERNAOLA G., MARTIN-RUBIO M. & BACETA J.I. (2009). – New high resolution calcareous nannofossil analysis across the Danian/Selandian transition at the Zumaia section: comparison with south Tethys and Danish sections. – *Geol. Acta*, **7**, 79-92.
- BINNIE S.A., PHILLIPS W.M., SUMMERFIELD M.A., FIFIELD L.K. & SPOTILA J.A. (2008). – Patterns of denudation through time in the San Bernardino Mountains, California: Implications for early-stage orogenesis. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **276**, 62-72.
- BLAVOUX B., GILLI E. & ROUSSET C. (2004). – Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille-Cassis); principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. – *C. R. Acad. Sci., Paris, Géoscience*, **336** (6), 523-533.
- BONJOLY D., PERRIN J., ROURE F., BERGERAT F., COUREL L., ELMIS S. & MIGNOT A. (1996). – The Ardèche paleomargin of the Southeast Basin of France: Mesozoic evolution of a part of the Tethyan continental margin. – *Mar. Petrol. Geol.*, **13** (6), 607-623.
- BRUXELLES L. (2001). – Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central: Causses de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution morphogénétique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement. – Thèse Doctorat, Université d'Aix-Marseille I, 245p.
- BRUXELLES L., AMBERT P., GUENDON J.-L. & TRONCHETTI G. (1999). – Les affleurements de Crétacé supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). – *C. R. Acad. Sci., Paris*, **329**, 705-712.
- CALNER M., LEHNERT O. & NOLVAK J. (2010). – Palaeokarst evidence for widespread regression and subaerial exposure in the middle Katian (Upper Ordovician) of Baltoscandia: Significance for global climate. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **296**, 235-247.
- CAMUS H. (2001). – Evolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes-Grands Causses méridionaux: conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **172** (5), 549-562.
- CAMUS H. (2003). – Vallée et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cévenole. Relation avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. – Thèse Doctorat, Université Bordeaux III, 692p.
- CAMUS H., SÉRANNE M. & BASCHET J. (2004). – Karstic systems response to the Messinian-Pliocene extreme base-level changes on the onshore Gulf of Lion margin. Sea-level variations and aquifer management. – Abstract, H₂O Symposium, Cannes.
- CANDE S. C. & KENT D. V. (1995). – Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. – *J. Geophys. Res.*, **100**(B4), 6093-6095.
- CHAMPAGNAC J.-D., SCHLUNEGGER F., NORTON K., VON BLANCKENBURG F., ABBÜHL L.M. & SCHWAB M. (2009). – Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. – *Tectonophysics*, **474**, (1-2), 236-249.
- CHARCOSSET P., COMBES P.-J., PEYBERNES B., CISZAK R. & LOPEZ M. (2000). – Pedogenic and karstic features at the boundaries of Bathonian depositional sequences in the Grands Causses area (southern France): stratigraphic implications. – *J. Sediment. Res.*, **70**, (1), 255-264.
- CLAUZON G. (1979). – Le canyon messinien de la Durance (Provence, France): une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **29** (1-2), 15-40.
- CLAUZON G. (1982). – Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "dessicated deep-basin model (Hsü, Cita et Ryan, 1973). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **24**(3), 597-610.
- CLAUZON G., SUC J.-P., POPESCU S.M., MARUNTEANU M., RUBINO J.-L., MARINESCU F. & MELINTE M.C. (2005). – Influence of Mediterranean sea-level changes on the Dacic basin (eastern Paratethys) during the late Neogene: the Mediterranean Lago Mare facies deciphered. – *Basin Res.*, **17**(3), 437-462.
- COMBES P.-J. (1990). – Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises. – *Geodin. Acta*, **4** (2), 91-109.
- COMBES P.-J., PEYBERNES B. & FONDECAVE-WALLEZ M.-J. (2004). – Karsts polyphasés, faciès marins et continentaux dans le Paléocène de la partie orientale des Pyrénées françaises. – *Eclogae geol. Helv.*, **97**, 155-174.
- COMBES P.-J., PEYBERNES B., FONDECAVE-WALLEZ M.-J., SÉRANNE M., LESAGE J.-L. & CAMUS H. (2007). – Latest-Cretaceous/Paleocene karsts with marine infillings from Languedoc (south of France); paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications. – *Geodin. Acta*, **20** (5), 301-326.
- COMBES P.-J., PEYBERNES B., FONDECAVE-WALLEZ M.-J., SÉRANNE M., LESAGE J.-L. & CAMUS H. (2008). – Reply to comment on Latest-Cretaceous/Paleocene karsts with marine infillings from Languedoc (south of France); paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications. – *Geodin. Acta*, **21** (3), 139-143.
- DEMANGEON P. (1959). – Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas-Languedoc. – Thèses d'Etat, Faculté des Sciences de Montpellier, 397p.
- FITZGERALD P., BALDWIN S.L., MUNOZ J.A., WEBB L. & SCHWABE E. (2005). – Exhumation of the Pyrenean intra-continental collisional orogen; new thermochronologic constraints from the central Pyrenees. – *Geol. Soc. Amer.*, 2005 annual meeting, Salt Lake City, Utah, 346p.
- FREYTET P. (1970). – Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Éocène en Languedoc. – Thèse Etat, Université de Paris, Orsay, 490p.
- FREYTET P. & PLAZIAT J.-C. (1982). – Continental carbonate sedimentation and pedogenesis – Late Cretaceous and early Tertiary of southern France. – *Contrib. Sediment.*, **12**, 1-213.
- GILLI E. & AUDRA P. (2004). – Les lithophages pliocènes de la fontaine de Vaucluse (Vaucluse, France) ; un argument pour une phase messinienne dans la genèse du plus grand karst noyé de France. – *C. R. Acad. Sci., Géoscience*, **336**, (16), 1481-1489.
- JAMES N.P. & CHOQUETTE P.W. (1988). – Paleokarst. – Springer-Verlag, New York, 416p.
- KOMINZ M.A., BROWING J.V., MILLER K.G., SUGARMAN P.J., MIZINTSEVA S. & SCOTSE C.R. (2008). – Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain cores: an error analysis. – *Basin Res.*, **20**, 211-226.
- LACOMBE O. & JOLIVET L. (2005). – Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean Orogeny. – *Tectonics*, **24**(TC1003), 20p.
- LEGENDRE S., SIGE B., ASTRUC J.-G., BONIS L., DE CROCHET J.-Y., DENYS C., GODINOT M., HARTEMBERGER J.-L., LEVEQUE F., MARANDAT B., MOURER-CHAUVIRE C., RAGE J.-C., REMY J.A., SUDRE J. & VIANEY-LIAUD M. (1997). – Les phosphorites du Quercy: 30 ans de recherche. Bilan et perspectives. – *Géobios, Mém. Spec.*, **20**, 331-345.
- LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., GIDON M., BOURBON M., GRACIANSKY P.C. DE, RUDKIEWICZ J.-L., MEGARD-GALLI J. & TRICART P. (1986). – The continental margin of the Mesozoic Tethys in the western Alps. – *Mar. Petrol. Geol.*, **3**, 179-199.
- LE STRAT P. (1975). – Le contexte géologique des minéralisations du Jurassique supérieur dans la basse vallée du Rieu tord entre Sumène et Ganges. – Thèse doct. 3ème cycle, Univ. de Nantes, 167p.
- LOFI J., DEVERCHERE J., GAULLIER V., GORINI C., GUENNOU P., LONCKE L., MAILLARD A., SAGE F. & THINON I. (2011). – Seismic atlas of the Messinian salinity crisis markers in the Mediterranean and Black seas. – Commission for the Geological map of the World / *Mém. Soc. géol. Fr.*, **179**, 72p.
- LUCAS G., CROS P. & LANG J. (1976). – Etude microscopiques des roches meubles et consolidés. In: Les roches sédimentaires. – Doin Edit, Paris, 503p.
- MANGIN A. (1982). – Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. Originality and diversity of karstic aquifers. – *Ann. Scien. Univ. Besançon, Géologie*, **1**, 159-172.
- MARTINI E. (1971). – Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: A. FARINACCI, Ed., Proceedings of the Second international Conference on Planktonic Microfossils, Roma. – Ed. Tecnoscienza, Rome, 2, 739-785.
- MELIM L.A. & SCHOLLE P.A. (2002). – Dolomitization of the Capitan Formation fore reef facies (Permian, west Texas and New Mexico): seepage reflux revisited. – *Sedimentology*, **49**, (6), 1207-1227.

- MILLER K., KOMINZ M.A., BROWNING J.V., WRIGHT J.D., MOUNTAIN G.S., KATZ M.E., SUGARMAN P.J., CRAMER B.S., CHRISTIE-BLICK N. & PEKAR S.F. (2005). – The Phanerozoic record of global sea-level change. – *Science*, 310 p.
- MOCOCHAIN L., CLAUZON G. & BIGOT J.-Y. (2006). – Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **177**, 27-36.
- MOLINA J.M., RUIZ-ORTIZA P.A. & VERAB J.A. (2000). – A review of polyphase karstification in extensional tectonic regimes: Jurassic and Cretaceous examples, Betic Cordillera, southern Spain. – *Sediment. Geol.*, **129**, (1-2), 71-84.
- NORTON K., VON BLANCKENBURG F., DIBIASE R., SCHLUNEGGER F. & KUBIK P. (2011). – Cosmogenic ¹⁰Be-derived denudation rates of the eastern and southern European Alps. – *Internat. J. Earth Sci.*, **100**, (5), 1163-1179.
- PEDERSON J.L., ANDERS M.D., RITTENHOUR T.M., SHARP W.D., GOSSE J.C. & KARLSTROM K.E. (2006). – Using fill terraces to understand incision rates and evolution of the Colorado River in eastern Grand Canyon, Arizona. – *J. Geophys. Res.* – Earth Surface, **111**, (F2), 10.
- PEYBERNÈS B. & COMBES P.J. (1999). – Paléosurfaces d'érosion et paléokarsts dans la série de passage Crétacé / Tertiaire des Corbières occidentales (Aude, France). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **329**, 815-822.
- PEYBERNÈS B., FONDECAVE-WALLEZ M.-J. & COMBES P.-J. (2001). – Mise en évidence d'un sillon marin à brèches dano-sélandiennes dans les Pyrénées centrales (Zone Interne Métamorphique et Zone Nord-Pyrénéenne). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **332**, 379-386.
- PEYBERNÈS B., CISZACK R., FONDECAVE-WALLEZ M.-J., COMBES P.-J., CAMUS H. & SÉRANNE M. (2003). – Présence de Paléocène marin dans les Grands Causses (France). – *C. R. Geoscience*, **335**, 681-689.
- PHILIP H., MATTAUER M., BODEUR Y., SEGURET M., PUECH J.-P. & MATTEI J. (1978). – Carte géologique de la France au 1/50 000. Feuille de St Martin de Londres. – BRGM, Orléans.
- PLAGNES V., CAUSSE C., GENTY D., PATERNE M. & BLAMART D. (2002). – A discontinuous climatic record from 187 to 74 ka from a speleothem of the Clamouse Cave (south of France). – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **201**, (1), 87-103.
- QING H., BOSENCE D.W.J. & ROSE E.P.F. (2001). – Dolomitization by pene-saline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean. – *Sedimentology*, **48**, (1), 153-163.
- ROTH P.H. & KRUMBACH K.R. (1986). – Middle Cretaceous calcareous nan-nofossil biogeography and preservation in the Atlantic and Indian oceans; implications for paleoceanography. – *Mar. Micro-pal.*, **10**, 235– 266.
- SÉRANNE M. (1999). – The Gulf of Lion continental margin (NW Mediter-ranean) revisited by IBS: an overview. In: B. DURAND, L. JOLIVET, F. HORVÁTH and M. SÉRANNE, Eds, The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. – *The Geol. Soc. Sp. Publ.*, **156**, London, 15-36.
- SÉRANNE M., BENEDICTO A., TRUFFERT C., PASCAL G. & LABAUME P. (1995). – Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: Role of the Pyrenean orogeny. – *Mar. Petrol. Geol.*, **12**, 809-820.
- SÉRANNE M., CAMUS H., LUCAZEAU F., BARBARAND J. & QUINIF Y. (2002). – Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole – Un exemple de morphogenèse lente. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **173**, (2), 97-112.
- TREMOLADA F., SCIUNNACH D., SCARDIA G. & PREMOLI-SILVA I. (2008). – Maastrichian to Eocene calcareous nannofossil biostratigraphy from the Tabiago section, Brianza area, northern Italy. – *Riv. It. Pal. Strat.*, **114**, 29-39.
- VAN HENGSTUM P.J., SCOTT D.B. & JAVAUX E.J. (2009). – Foraminifera in elevated Bermudian caves provide further evidence for +21 m eustatic sea level during marine isotope stage 11. – *Quatern. Sci. Rev.*, **28** (19-20), 1850-1860.
- WADE B.S., PEARSON P.N., BERGGREN W.A. & PÄLIKE H. (2011). – Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal bios-tratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and as-tronomical time scale. – *Earth-Science Rev.*, **104**, 111-142.
- WRIGHT D.T. & WACEY D. (2005). – Precipitation of dolomite using sul-phate-reducing bacteria from the Coorong Region, south Australia: significance and implications. – *Sedimentology*, **52**, (5), 987-1008.

4.3. TYPOLOGIE DU KARST FOSSILISE PAR LA TRANSGRESSION MARINE PALEOCENE EN LANGUEDOC

La distinction des paléokarsts Paléocène se fait grâce à son contenu paléontologique marin, car il n'existe pas de faciès typique et unique appartenant à ce remplissage karstique. La reconnaissance de ce paléokarst, ne se confirme qu'après l'étude paléontologique. C'est donc après une importante campagne de terrain et d'études en lame mince que l'on peut localiser et identifier les affleurements et avoir une vue d'ensemble sur les différents types de morphologie karstique fossilisés par les sédiments marins paléocènes.

On remarque que le paysage karstique formé avant la transgression marine paléocène comporte une distribution dans la morphologie karstique le long du paléo-profil amont-aval de cette époque.

Dans la zone de Ganges, on trouve les sédiments marins paléocènes contenus majoritairement dans des cavités karstiques de type endokarstique (fig 2.27), dans des dolines, ainsi que dans de rares brèches qui se développent aux limites des joints stratigraphiques. La zone exokarstique ne s'exprime pas sur les plateaux aux alentours de Ganges, sans doute disparue par érosion depuis.



Figure 2.27: type de cavité endokarstique scellée par des sédiments contenant des foraminifères et nannofossiles paléocènes.

Au Sud de Ganges, la route D986 entaille des massifs carbonatés extrêmement bréchifiés (fig 2.28A&B), dont la matrice pulvérulente contient de la faune paléocène. Cette bréchification semble concentrée le long d'un axe nord-sud qu'incise la route (fig 2.29), nous permettant d'observer des affleurements jusqu'à 30-40m de hauteur (fig 2.28A).



Figure 2.28 : Tranchée de la route D986, au niveau de la Cardonille (site 1, fig 4) incisant un massif entièrement bréchifié. A) affleurement le long de la route présentant une vingtaine de mètres d'épaisseur de brèche. B) Zoom sur les brèches, dont la matrice a délivré des foraminifères paléocènes. C) Poche endokarstique au sein des brèches, contenant un remplissage laminé ayant délivré des foraminifères paléocènes.

Ces brèches décrites par Combes et al, 2007 sont classées selon 3 types :

- La brèche de type 1 est issue d'une bréchification *in situ* caractérisée par des éléments anguleux de calcaire tithonien ayant subi une intense fracturation accompagnée de très légères rotations des clastes (fig 2.30).
- La brèche de type 2 résulte elle aussi d'une bréchification *in situ* dont les éléments sub-arrondis ont été altérés et déplacés par un processus d'effondrement-dissolution *per descencum* (fig 2.30). Pour ces deux types de brèches, l'intense fracturation verticale associée à la bréchification *in situ* peut être assimilée à la zone épikarstique (Mangin, 1975; Soudet et al., 1994).
- La brèche de type 3 est beaucoup plus chaotique et comporte une proportion de matrice plus importante ; les clastes ont subi des rotations et des déplacements (fig 2.30). Elle semble correspondre à une brèche d'effondrement gravitaire.

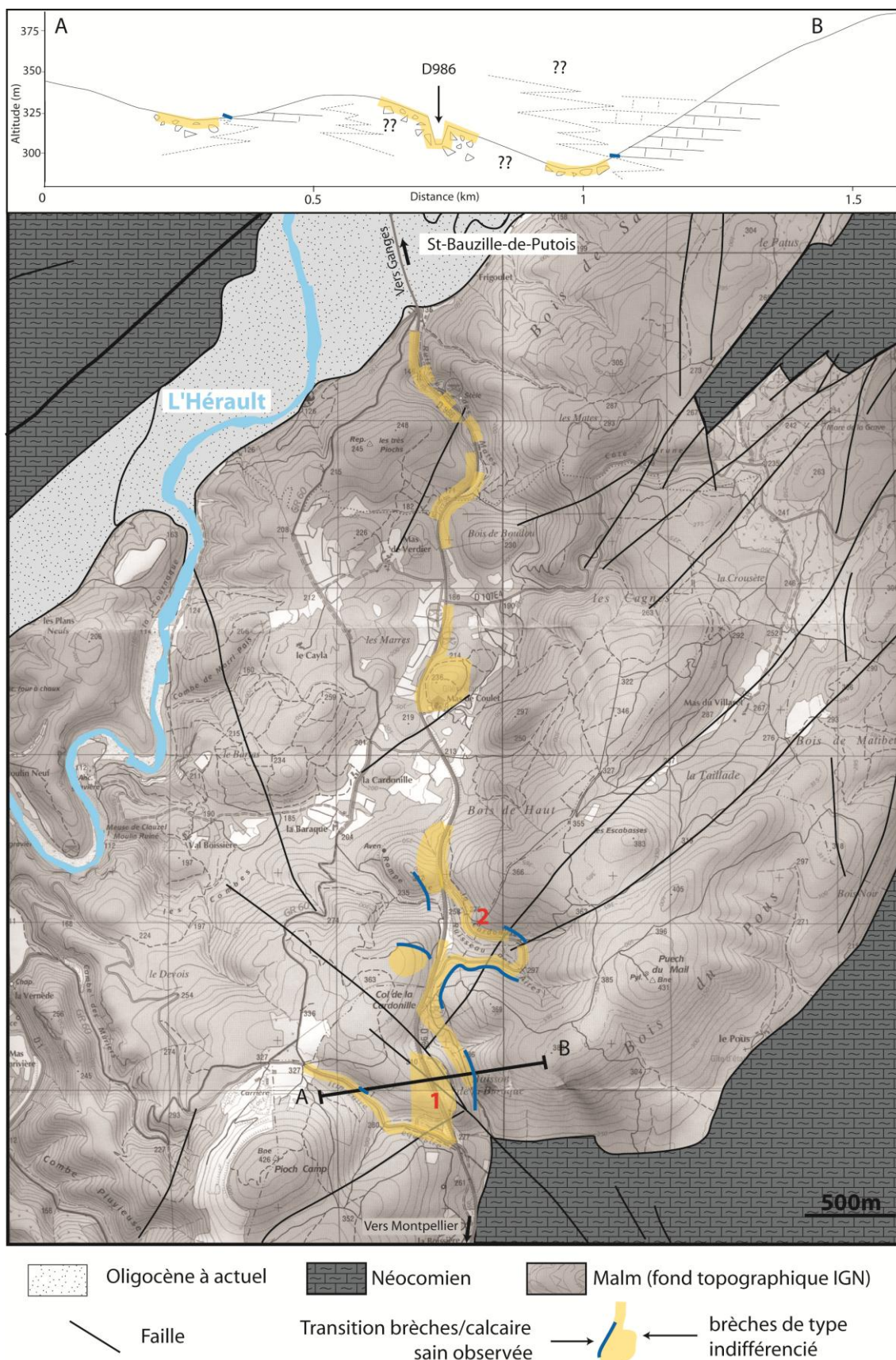


Figure 2.29: Cartographie des brèches (types I, II, et III confondus), et de sa transition avec le calcaire sain lorsqu'elle est observée. La coupe présente la répartition verticale de ces brèches vis-à-vis des carbonates.

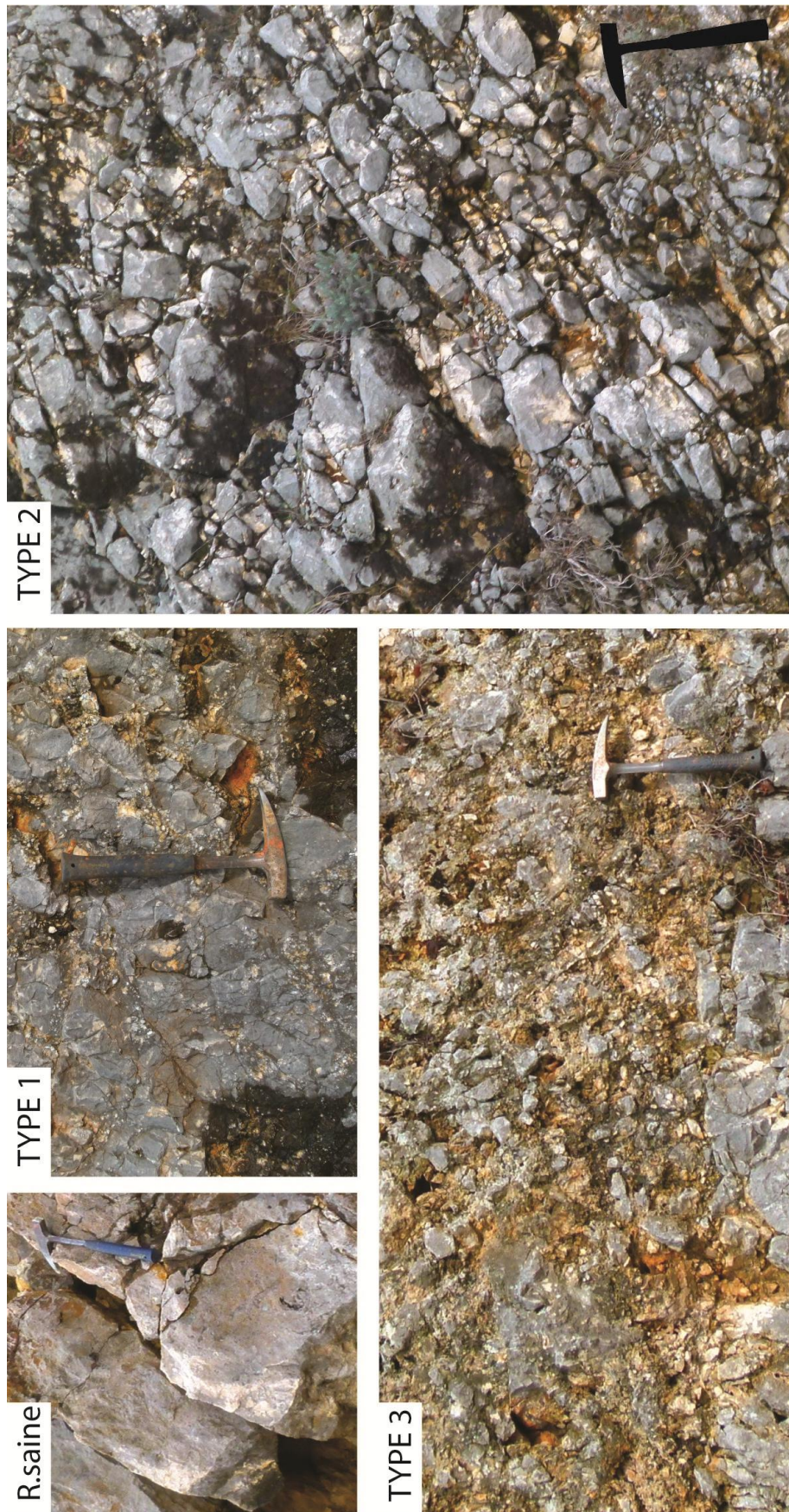


Figure 2.30: Présentation des différentes brèches trouvées (site 2 fig 4). 1) Roche saine, 2) Brèches *in situ* de type 1 dont les éléments anguleux, n'ont subi que très peu de rotation, 3) Brèches *in situ* de type 2 caractérisée par une rotation des éléments plus poussés, 4) Brèches de type 3 correspondant à une brèche d'effondrement gravitaire.

Les tranchées de la route D986, mettent en évidence une épaisseur de brèches parfois supérieure à 30m. Sur la coupe de la fig 2.29, le report de la position des brèches et de la transition avec le calcaire sain permet de mettre en évidence le fait qu'il n'existe pas de principe de superposition entre les brèches et le calcaire sain. Ce ne sont pas des brèches de dépôts, mais bien des brèches se formant *in situ*, dont la morphologie s'acquiert par dissolution au sein du massif, après l'émersion de la plateforme et dont une partie de la porosité est scellée par le remplissage marin paléocène. Les masses bréchiques ont des extensions latérales minimales de plusieurs centaines de mètres, sont sécantes à la stratification, et mesurent plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Au moins deux niveaux bréchiques superposés apparaissent au sud de la Cardonille (Fig.2.29). Elles passent de manière progressive au calcaire sain.

Ces brèches sont facilement discernables au sein de la tranchée fraîche, faite lors de la construction de la route, mais on trouve ce même type de brèches de manière plus dissimulée dans le paysage (fig 2.31).



Figure 2.31: Brèches de type 2, à l'affleurement de manière naturelle. On remarque que la patine que présente ces brèches en surface est lisse et ressemble à s'y méprendre à un affleurement de carbonates non bréchifiés.

Au Mas des 4 pilas et au Mas Dieu, sur le chevauchement de Montpellier, des brèches sédimentaires stratifiées (fig 2.32) assimilées à un âge Bartonien (Andrieux et al., 1971), ont livré une faune marine contenant des foraminifères d'âge Danien et Sélandien (Combes et al., 2007 et Combes et al., 2008). Ces brèches polygéniques à support clastique sont composées de clastes carbonatés jurassiques au sein d'une matrice ocre (plus ou moins rouge ou jaune) (fig 2.32), et sont désormais interprétées comme des brèches déposées en domaine marin, au Paléocène. A la localité du Mas des 4 Pilas, la brèche présente une matrice carbonatée jaune-beige, ayant livré des foraminifères assez bien préservés (Combes et al., 2008) et remplissant les vides interclastes. Nous interprétons cette matrice comme un remplissage secondaire percolants dans un conglomérat lavé de sa matrice originelle ; ce faciès est rencontré dans les fan-delta (Larsen & Steel, 1978).

La répartition des formes karstiques au Nord, sous forme de réseaux karstiques (site 1, fig 2.33) et de brèches de dissolution *in situ* ou d'effondrement (site 2, fig2.33), fossilisées par des sédiments marins paléocènes, et associées aux brèches sédimentaires marines du même âge au Sud (site 3, fig2.33), permettent d'intégrer ces données sur un paléo-profil amont-aval (fig 2.33). La présence des brèches resédimentées en domaine marin, signe bien l'aval du système karstique qui s'exprime plus au Nord (fig 2.33).



Figure 2.32: A) Photo d'affleurement, montrant la stratification des brèches marines paléocènes, précédemment interprétées comme d'âge Bartonien, dans la région du Mas des 4 pilas. B) brèches polygéniques à clastes carbonatés jurassiques cimentés par une matrice rosée contenant des foraminifères paléocènes (Combes et al., 2007, 2008). C) Brèches marine paléocènes à élément localement monogénique au sein d'une matrice ocre jaune à foraminifères paléocènes.

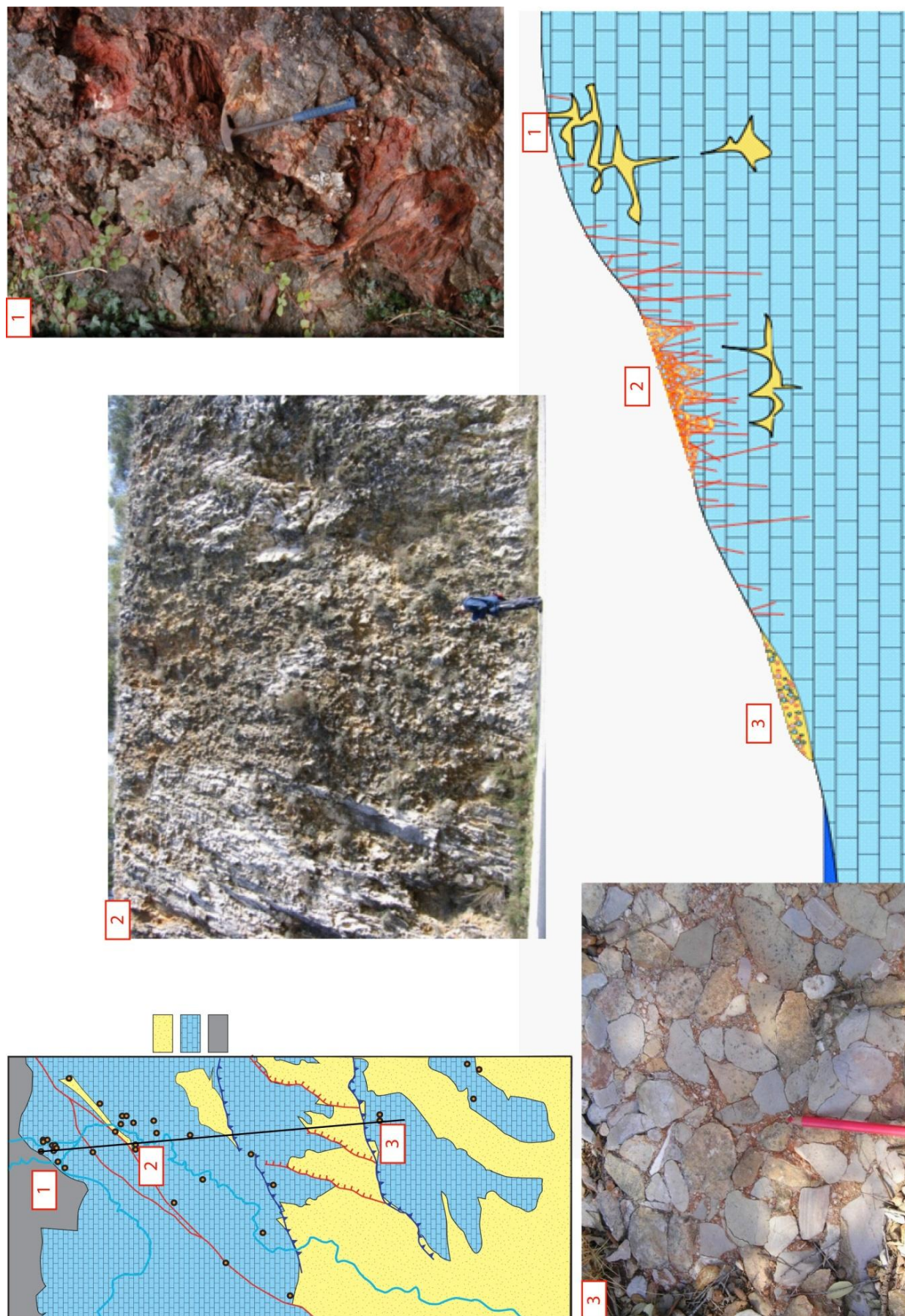


Figure 2.33: Distribution des formes karstiques fossilisées par les sédiments marins paléocènes sur le paléo-profil amont-aval au Paléocène, dont l'aval est mis en évidence par la présence de brèches marines stratifiées.

4.4. EXTENSION DANS LE TEMPS ET L'ESPACE

Pour le paléokarst à remplissage marin paléocène, le site d'étude en Languedoc offre la possibilité de mesurer les variations du niveau de base responsables de sa formation.

L'extension de ce bassin et sa paléogéographie générale ont été abordées par Combes et al (2007). La connexion à l'Ouest est déjà bien documentée, contrairement à l'Est où aucune donnée paléontologique n'a été publiée. L'extension vers l'Ouest du bassin Languedocien se fait selon ses auteurs par un "sillon Pyrénéen" qui reliait le bassin Languedocien à l'océan Atlantique (Peybernès et al., 2001; Fondecave & Peybernès, 2003). Cela pourrait constituer le seuil évoqué dans la publication Combes et al. (2007) et Husson et al. (2012), contrôlant l'assèchement et l'enneigement du bassin Languedocien.

A l'Est, de nouvelles découvertes faunistiques ont récemment été faites par B. Peybernès et M.J. Fondecave-Wallez, apportant des informations supplémentaires sur l'extension de la mer paléocène.

4.4.1. Nouvelles datations par nannofossiles en Languedoc

Lors de la datation du remplissage karstique de la zone de Ganges, plusieurs échantillons de remplissages karstiques déjà datés par les déterminations de foraminifère faites par M.J. Fondecave-Wallez et B. Peybernès, ont été soumis à la méthode de datation par nannofossiles, effectuée par M.C. Melinte-Dobrinescu. Cette procédure était nécessaire afin de s'affranchir de la polémique sur les datations effectuées sur foraminifères (Canerot et al., 2004; Bilotte et al., 2007; Bilotte et al., 2009; Debrias et al., 2010). La présence de nannofossiles et leur détermination, réalisée indépendamment, a donc confirmé l'origine marine ainsi que l'âge Paléocène inférieur donné par les espèces rencontrées (Husson et al., 2012). A la vue de ce succès, d'autres sites présentant des cavités karstiques remplies de sédiments déjà datés d'âge Paléocène par foraminifères ont été échantillonnés. Deux échantillons sur deux sites différents ont livré des nannofossiles d'âge paléocène.

Le premier site se situe au Col de la Cire (coordonnée en Lambert II étendu, X: 709427, Y: 1879633), où la départementale D4 creuse une tranchée au sein des massifs carbonatés jurassiques, affectés par des poches de remplissage karstique laminé (Combes et al, 2007). Au sein de ce remplissage ont été identifiés les nannofossiles suivant : *Helicolithus kleinPELLI*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Fasciculithus billii*, *Sphenolithus primus*, *Neochiastozygus perfectus*, *N. saepes*, *Pontosphaera inconspicua*, *Prinsius bisulcus*, *Prinsius martinii*, *Toweius tovae*, *T. eminens*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Thoracosphaera sp.*, *Chiasmolithus danicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Ellipsolithus macellus*, *Ericsonia subpertusa*.

La présence de l'espèce *Helicolithus kleinPELLI* indique que ce remplissage appartient à la biozone NP6 (Martini, 1971), ce qui correspond à un intervalle d'âge à la limite Selandien/Thanétien.

On trouve aussi quelques nannofossiles d'âge crétacé probablement remaniés comme *Watznaueria barnesiae* (Jurassique supérieur-Crétacé), *Micula decussata* (Crétacé supérieur), *Ahmuelierellae cymbiformis* (Santonien-Maastrichtien), *Lithraphidites quadratus* (Maastrichtien).

Le deuxième site se situe dans la carrière du Grand Autas (coordonnée en Lambert II étendu, X:715791, Y: 1860092), déjà bien décrit par Combes et al., (2007). Au sein de poches karstiques contenant un sédiment laminé ocre argileux plus ou moins gréseux, ont été identifiés les nannofossiles suivant : *Helicolithus kleinPELLI*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Fasciculithus involutus*,

Sphenolithus primus, *Neochiastozygus perfectus*, *Prinsius martinii*, *Toweius pertusus*, *Toweius tovae*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Ericsonia subpertusa*.

Comme précédemment, l'espèce *Helicolithus kleinpelli* permet de situer le remplissage au niveau de la biozone NP6 de Martini (1971, correspondant à un âge Sélandien/Thanétien).

On retrouve aussi au sein du remplissage des taxons de nannofossiles crétacés, probablement remaniés: *Watznaueria barnesiae* (Jurassique supérieur-Crétacé), *Zeugrhabdotus embergeri* (Crétacé), *Micula decussata* (Crétacé supérieur), *Lucianorhabdus cayeuxii* (Santonien-Maastrichtien) *Ahmuelierellae cymbiformis* (Santonien-Maastrichtien), *Ceratolithoides aculeus* (Campanien-Maastrichtien).

4.4.2. Nouvelles datations par foraminifères en Provence

Les sites analysés proviennent de la région des Garrigues Nîmoises jusque dans le Lubéron située au nord et à l'Est de la faille de Nîmes, à l'Ouest du front Alpin et au Sud du chevauchement du Ventoux (fig 2.34).

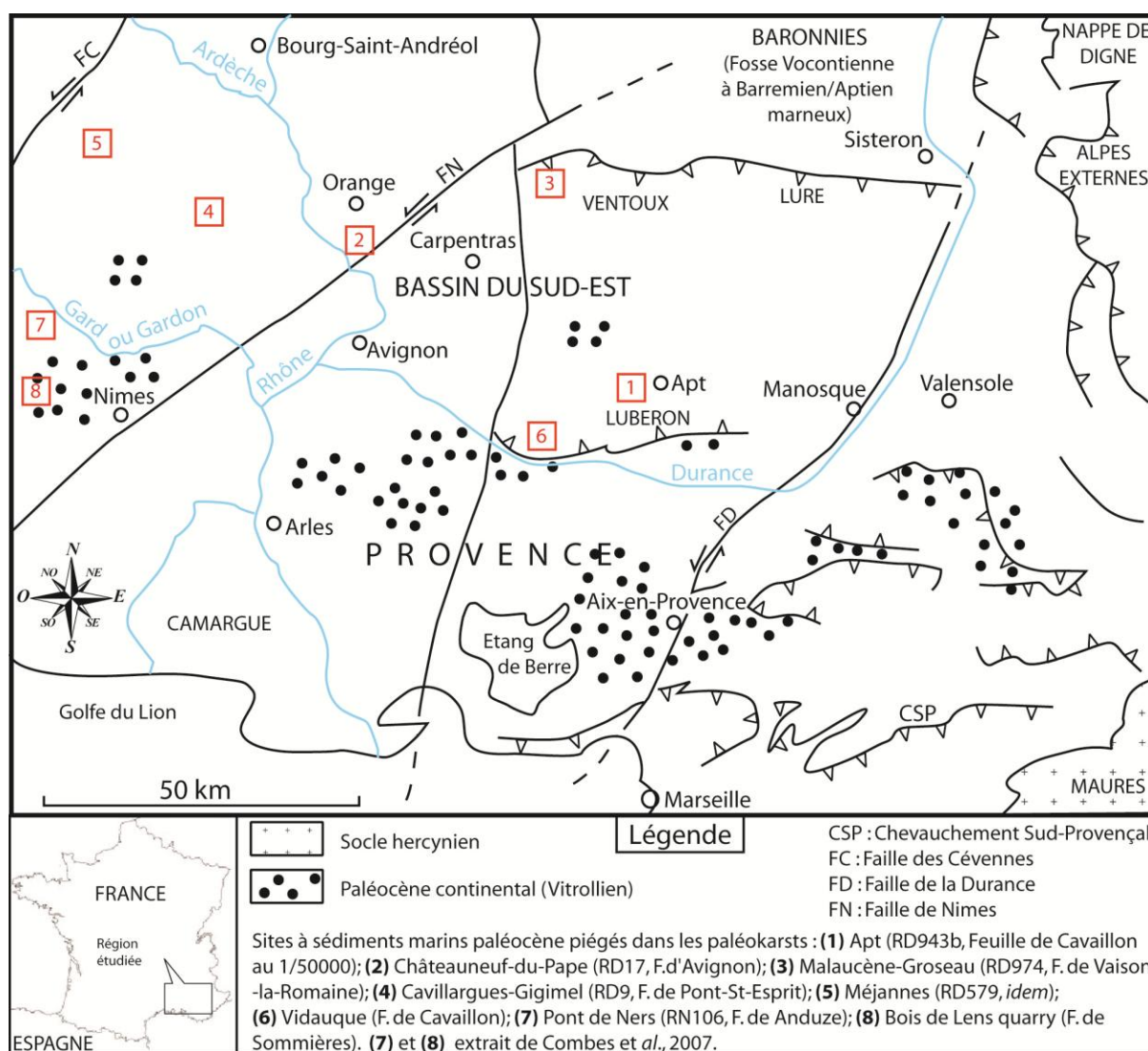


Figure 2.34: Carte de localisation des sites échantillonnés et datés (de 1 à 6) par B. Peybernès et M.J. Fondécave-Wallez dans la Provence septentrionale. Les sites 7 et 8, proviennent des données publiées par Combes et al, 2007.

ESPECES \ SITES	1	2	3	4	5	6
<i>Eoglobigerina spiralis</i> (BOLLI) [P2-P3a]	◇	■	◇	■	■	◇
<i>Globanomalina compressa</i> (PLUMMER) [P1c-P3b]	◇	■	■	◇	■	◇
<i>Globanomalina imitata</i> (SUBBOTINA) [P1b-P6]	■	■	■	◇	■	◇
<i>Parasubbotina pseudobulloides</i> (PLUM.) [P1-P3a, ?P3b]	◇	■	◇	■	■	◇
<i>Parasubbotina varianta</i> (SUBBOTINA) [P1c-baseP4]	◇	■	■	■	■	■
<i>Subbotina triloculinoides</i> (PLUMMER) [P1b-P4a]	■	◇	■	■	■	■

■ **Présent** ◇ **Absent**

Tableau 1 : contenu foraminifère des sites 1 à 6 (fig 11) de la Provence septentrionale.

La faune marine découverte dans ces sites est piégée au sein du remplissage sédimentaire colmatant des structures paléokarstiques, dans des cavités et des fissures.

La microfaune planctonique observée, correspond à des "Globigérines" au sens large, de la superfamille des *Globigerinacea*, regroupant ici des représentants des familles *Globigerinidae* et des *Hedbergellidae*. Le contenu explicite est présenté dans le tableau 1, présentant les espèces de foraminifères suivant les sites distribués sur la fig 2.34.

Dans les sites du Bassin du Sud-Est, l'assemblage faunistique comporte aussi des radiolaires sphériques (*Sphoerellaria*) et un fond benthique de conicospirillines, spicules calcaires de spongiaires, "spicules" siliceux réniformes, ostracodes et abondants débris d'échinides et d'entroques.

Les seuls foraminifères planctoniques remaniés trouvés sont quelques taxons cénomaniens, tel *Rotalipora* (*Thalmaninella*) *greenhornensis* (MORROW), *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) et *Pr. stephani* (GANDOLFI), uniquement identifiés en association avec des Globigérines du Paléocène inférieur, dans le remplissage d'une fissure du site de Châteauneuf-du-Pape (fig 2.34, site 2).

4.4.3. Paléogéographie générale

Avant de proposer une paléogéographie générale du Sud de la France au Paléocène inférieur, voici une synthèse paléontologique des foraminifères paléocènes trouvés dans les différents pièges karstiques, sous forme de brèches ou de remplissages sédimentaires, par grands ensembles géographiques présentés sur la figure 2.35.

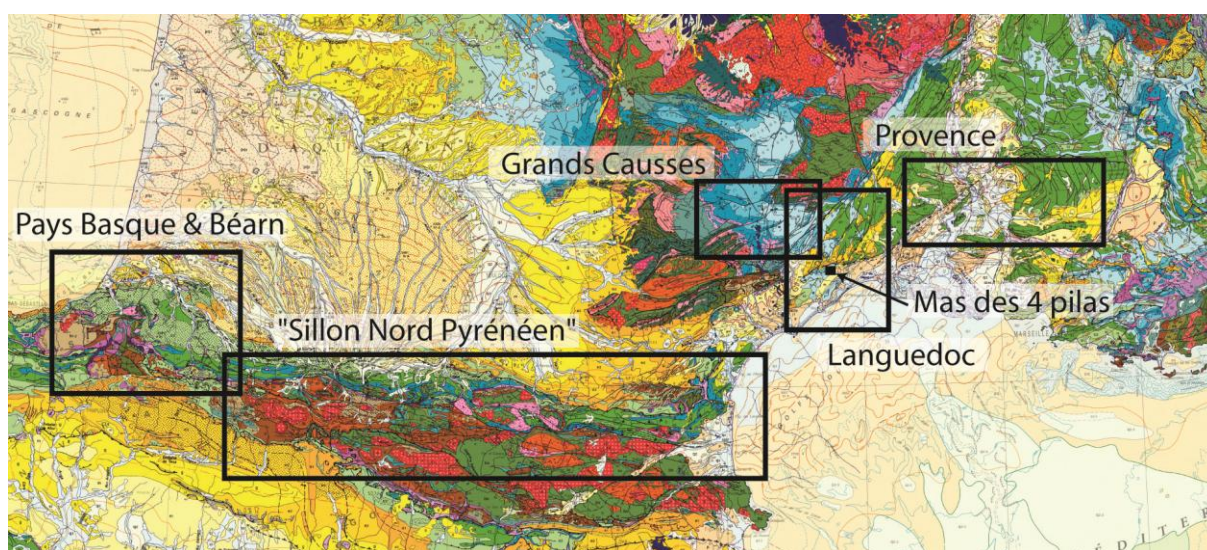


Figure 2.35: Localisation des grands ensembles géographiques au sein desquels des formes karstiques sont scellées par un remplissage sédimentaire marin paléocène.

Le tableau 2, donne les espèces de foraminifères trouvées suivant ces grands ensembles géographiques. La notion présence/absence des foraminifères sur ces sites, doit plutôt être considérée comme trouvé/non trouvé dans les remplissages karstiques. Cette synthèse sous forme de tableau, ne comporte pas les datations sur nannofossiles, car ces datations n'ont été faites qu'en Languedoc : sur la zone de Ganges, au col de la Cire et au Grand Autas.

Espèce	Présence/absence						Famille
<i>Acarinina strabocella</i> (LOEBLICH&TAPPAN) [P3a-P4a]	■	■	■	■	■	■	TR
<i>Acarinina subsphaeria</i> (SUBBOTINA) [P3b-P4a]	◇	◇	■	◇	◇	◇	
<i>Eoglobigerina edita</i> (SUBBOTINA) [Pα-P2]	■	◇	◇	◇	◇	■	GL
<i>Eoglobigerina spiralis</i> (BOLLI) [P2-P3a]	■	■	■	■	■	■	
<i>Globanomalina chapmani</i> (PARR) [P3b-P6]	■	◇	◇	◇	◇	◇	HE
<i>Globanomalina compressa</i> (PLUMMER) [P1c-P3b]	■	■	■	■	■	■	
<i>Globanomalina ehrenbergi</i> (BOLLI) [P2-P4]	■	■	■	■	◇	◇	
<i>Globanomalina imitata</i> (SUBBOTINA) [P1b-P6]	■	■	■	■	■	■	
<i>Igorina albeari</i> (CUSHMAN&BERMUDEZ) [P3b-P4]	◇	■	■	◇	◇	◇	TR
<i>Igorina pusilla</i> (BOLLI) [P3-baseP4]	■	■	■	■	◇	◇	
<i>Igorina tadjikistanensis</i> (SIKOVA) [P3b-P5]	◇	■	◇	■	◇	◇	
<i>Morozovella angulata</i> (WHITE) [P3-P4inf/moy]	■	■	■	■	◇	■	
<i>Morozovella conicotruncata</i> (SUBBOTINA) [P3-baseP4]	■	■	■	◇	◇	■	
<i>Morozovella praeangulata</i> (BLOW) [P2-P3a]	■	■	■	■	◇	■	
<i>Parasubbotina pseudobulloides</i> (PLUM.) [P1-P3a, ?P3b]	■	■	■	■	■	■	GL
<i>Parasubbotina varianta</i> (SUBBOTINA) [P1c-base P4]	■	■	■	■	■	■	
<i>Parasubbotina variospira</i> (BLEFORT) [P3a-base P4]	■	■	■	■	◇	■	
<i>Praemurica inconstans</i> (SUBB.) [P1b-P6]	■	■	■	■	◇	■	TR
<i>Praemurica pseudoinconstans</i> (BLOW) [pα-P1]	■	◇	◇	◇	◇	◇	
<i>Praemurica taurina</i> (MOROZ.) [P1a-P1b, ?P1c]	◇	◇	◇	◇	◇	■	
<i>Praemurica uncinata</i> (BOLLI) [P2-base P3]	■	■	■	■	◇	■	
<i>Subbotina triangularis</i> (WHITE) [P3-P5, ?P6]	◇	■	◇	■	◇	◇	GL
<i>Subbotina triloculinoides</i> (PLUMMER) [P1b-P4a]	■	■	■	■	■	■	
<i>Subbotina velascoenses</i> (CUSHMAN) [P3b-P6a]		◇	■	◇	◇	■	
<i>Subbotina trivialis</i> (SUBBOTINA) [P0-P2]		◇	■	■	◇	◇	
	■ Présent ◇ Absent						
(1) Peybernès et al. (2000); (2) Fondecave-Wallez et al. (2001); (3) Fondecave-Wallez et Peybernès (2003); (4) Peybernès et al. (2003); (5) Combes et al. (2007); (6) unpublished, voir le tableau 2-1; (7) Combes et al. (2008); (8) Husson et al. (2012)	RAMPE DISTALE/BASSIN calcaire type Lasseube BEARN-PAYS BASQUE (1; 2)	TECTOGÈNE PYRÉNÉEN "SILLON PALEOCÈNE PYRÉNÉEN" (3)	GRANDS CAUSSE (4)	BAS-LANGUEDOC (5; 8)	BASSIN DU SUD EST (6) (Provence septentrionale)	Gisement fossilifère du Mas des 4 pilas (7)	TR (<i>Truncorotaloidae</i>) = Paroi réticulée à pustuleuse/ouverture interio-marginale ombilicale-extraombilicale GL(<i>Globigerinidae</i>) = paroi épineuse et réticulée HE (<i>Heberdergellidae</i>) = ouverture primaire possédant une lèvre
	Brèches et/ou "hémipélagites" de remplissage paléokarstique						

Tableau 2: Synthèse des données paléontologiques de la faune paléocène trouvée dans les remplissages karstiques dans les différents grands ensembles géographiques: 1) Pays Basque-Bearn (Peybernès et al., 2000; Fondecave-Wallez et al., 2001), 2) Le long de la faille Nord Pyrénéenne (Fondecave-Wallez & Peybernès, 2003), 3) dans les Grands Causses

(Peybernès et al., 2003), 4) En Languedoc (Combes et al, 2007; Husson et al, 2012), 5) Dans le bassin du Sud Est (unpublished, voir tableau 1) et 6) au Mas des 4 pilas (Combes et al, 2008).

Afin de mettre en évidence l'extension de cet évènement marin dans le temps, on replace de manière graphique l'occurrence des foraminifères (et des nannofossiles lorsque l'étude a été faite) au cours du temps pour chaque grand ensemble géographique. On remarque que l'existence des foraminifères identifiés au sein du remplissage karstique, couvre l'entière durée du Paléocène sur l'ensemble de grandes zones géographiques (fig 2.36 à 2.41), soit sur une période de plus de 10 Ma. Dans la suite on utilisera l'échelle chronostratigraphique de Komintz et al (2008).

Or, si l'épisode marin responsable de la présence de ces foraminifères avaient duré 10 Ma, il est fort probable que des séries sédimentaires d'épaisseur significative se seraient déposées. En l'occurrence, on trouve ces rares foraminifères dans des sédiments à l'état de dépôts résiduels remplissant des poches karstiques. Il est donc plus probable que ces foraminifères aient été amenés par la mer, envahissant le continent de manière ponctuelle et répétée au cours du Paléocène, ne permettant pas de dépôts sédimentaires significatifs au Paléocène.

Afin de contraindre les périodes marines et continentales affectant chaque grand ensemble géographique au cours du Paléocène, nous évoquons la possibilité d'une succession de périodes marines courtes, pendant lesquelles ont coexisté un maximum d'espèces contemporaines de foraminifères, séparées par des périodes continentales symbolisées par les périodes de non recouvrement des espèces non contemporaines.

Sur les figures 2.36 à 2.41, les zones grisées correspondent donc à des **périodes restreintes de sédimentation marine**, données par la durée d'existence de foraminifères qui n'ont jamais cohabité, au cours desquelles la mer est venue au moins une fois.

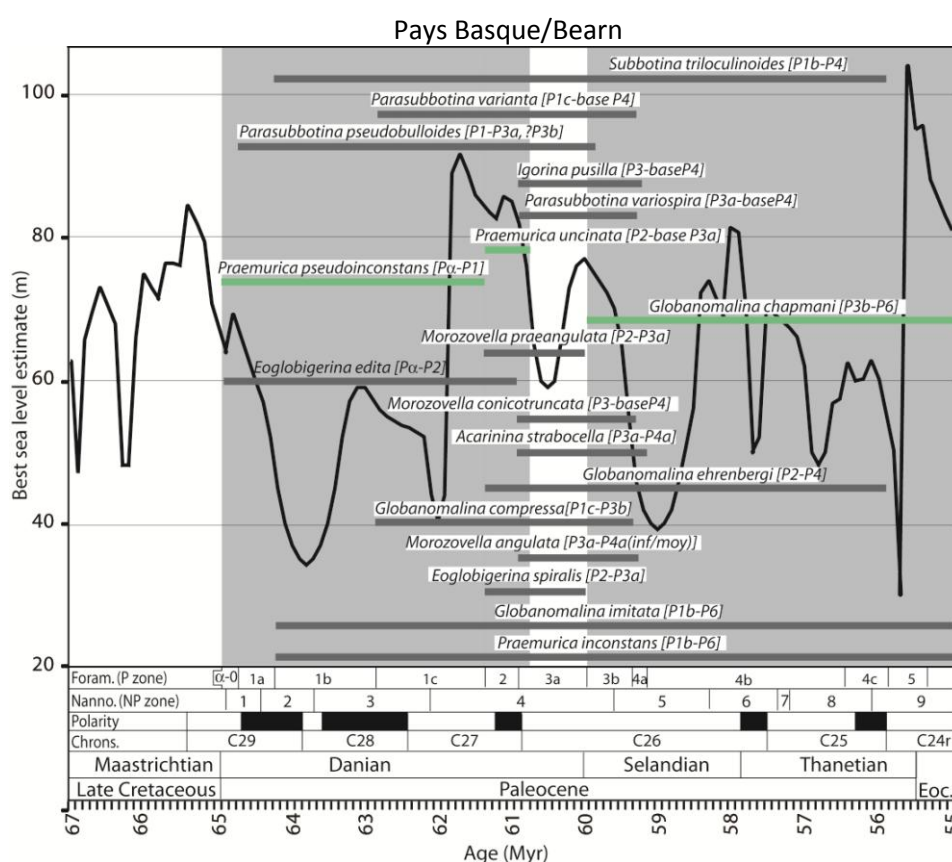


Figure 2.36 : Distribution temporelle de l'occurrence stratigraphique des foraminifères répertoriés dans les calcaires de type "Lasseube", au Pays Basque et Béarn. Les trois espèces *Praemurice uncinata*, *Praemurica pseudoinconstans* et *Globanomalina chapmani*, discrétisent deux périodes marines restreintes pendant lesquelles la mer est venue au moins

une fois. Lors de la première invasion marine, la mer a pu ne venir qu'une fois, à condition qu'elle ait envahi le continent pendant une durée de temps lui permettant d'habiter l'espèce *Praemurica pseudoinconstans* puis l'espèce *Praemurice uncinata*. Ou bien, la mer est apparue plusieurs fois et au moins deux fois; l'une pendant la durée d'existence de l'espèce *Praemurica pseudoinconstans* puis une deuxième fois pendant la durée de vie de l'espèce *Praemurice uncinata*. En tout cas les deux périodes marines restreintes sont séparées par la biozone P3a, qui correspond à un bas niveau marin sur la courbe de Kominz et al., 2008 (courbe en noir).

Pour l'ensemble géographique du Pays basque et Béarn (fig 2.35), le contenu faunistique répertorié des calcaires du type Lasseube (Henry et al, 1989; Fondecave Wallez et al., 1999) est riche de 18 espèces de foraminifère recensées (tableau 2). En reportant la distribution dans le temps des registres fossiles de ces foraminifères (fig 2.36), on distingue 3 espèces de foraminifère (*Praemurica pseudoinconstans*, *Praemurice uncinata* et *Globanomalina chapmani*) avec 3 occurrences stratigraphiques non contemporaines (fig 2.36), qui mettent en évidence 2 "périodes restreintes" de 65 à 60,8Ma et de 60 à 55Ma (les périodes restreintes grisées sur la figure 2.36, correspondent aux périodes pendant lesquelles il y a eu au moins une transgression). La mer a pu venir plusieurs fois, à condition qu'elle soit présente au moins une fois dans les intervalles d'occurrence de ces 3 espèces de foraminifères.

On remarque que la période qui sépare ces deux périodes marines restreintes correspond à la biozone des foraminifères P3a (fig 2.36).

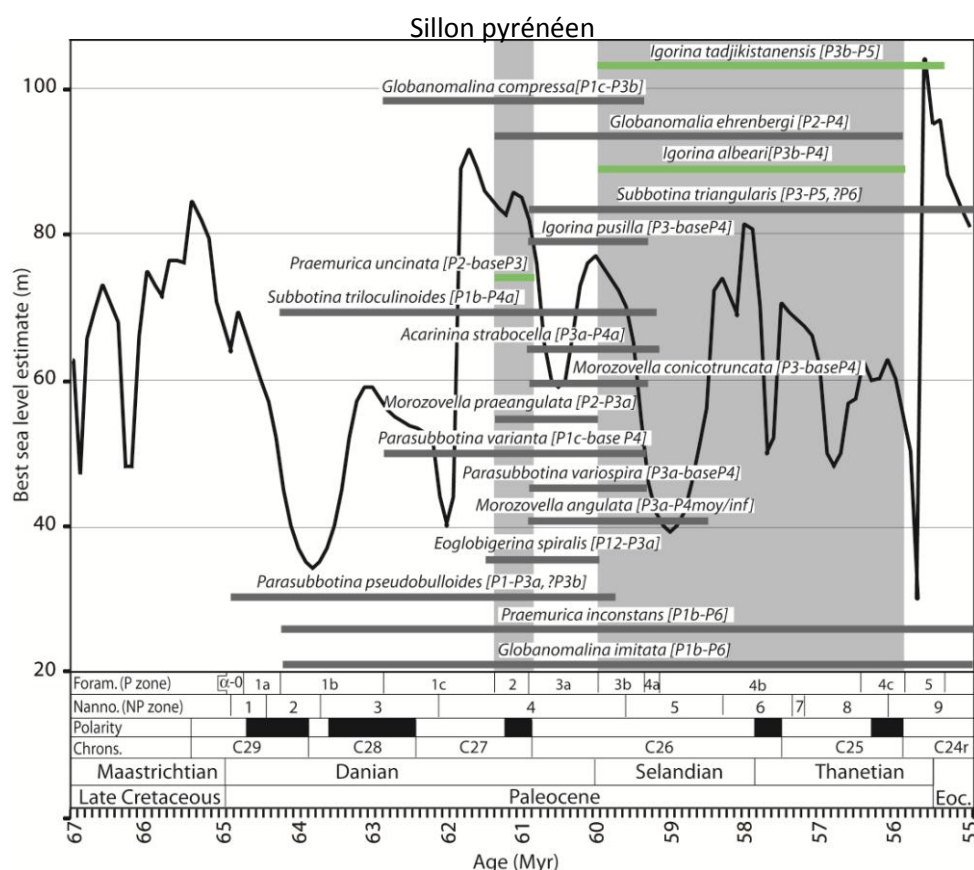


Figure 2.37: Distribution temporelle de l'occurrence stratigraphique des foraminifères répertoriés dans les brèches et remplissages karstiques du "Sillon Pyrénéen". Les trois espèces *Praemurice uncinata*, *Igorina tadjikistanensis* et *Igorina albeari*, discrétisent deux périodes marines restreintes pendant lesquelles la mer est venue au moins une fois, séparées par la biozone P3a, qui correspond à un bas niveau marin sur la courbe de Kominz et al., 2008 (courbe en noir).

Dans la zone géographique attribuée au « sillon pyrénéen » (fig 2.35) selon Fondecave-Wallez & Peybernès (2003), on recense aussi 18 espèces (tab. 2) de foraminifères dans des remplissages

karstiques. En revanche la distribution temporelle de l'occurrence stratigraphique des foraminifères indique deux "périodes restreintes" plus courtes qu'à l'Ouest des Pyrénées : la première de 61,4 à 60,8Ma, mise en évidence avec le taxon *Praemurica uncinata* et la deuxième de 60 à 58,9Ma correspondant à l'espèce *Igorina albeari* (fig 2.37). La première zone marine restreinte est très courte, mais malgré la mise en évidence de ces 2 zones restrictives, la mer a pu envoyer le « sillon pyrénéen » avant 61,4Ma. En revanche on remarque que de manière comparable au Pays basque et Béarn, les deux périodes marines restreintes sont séparées par l'intervalle de la biozone P3a.

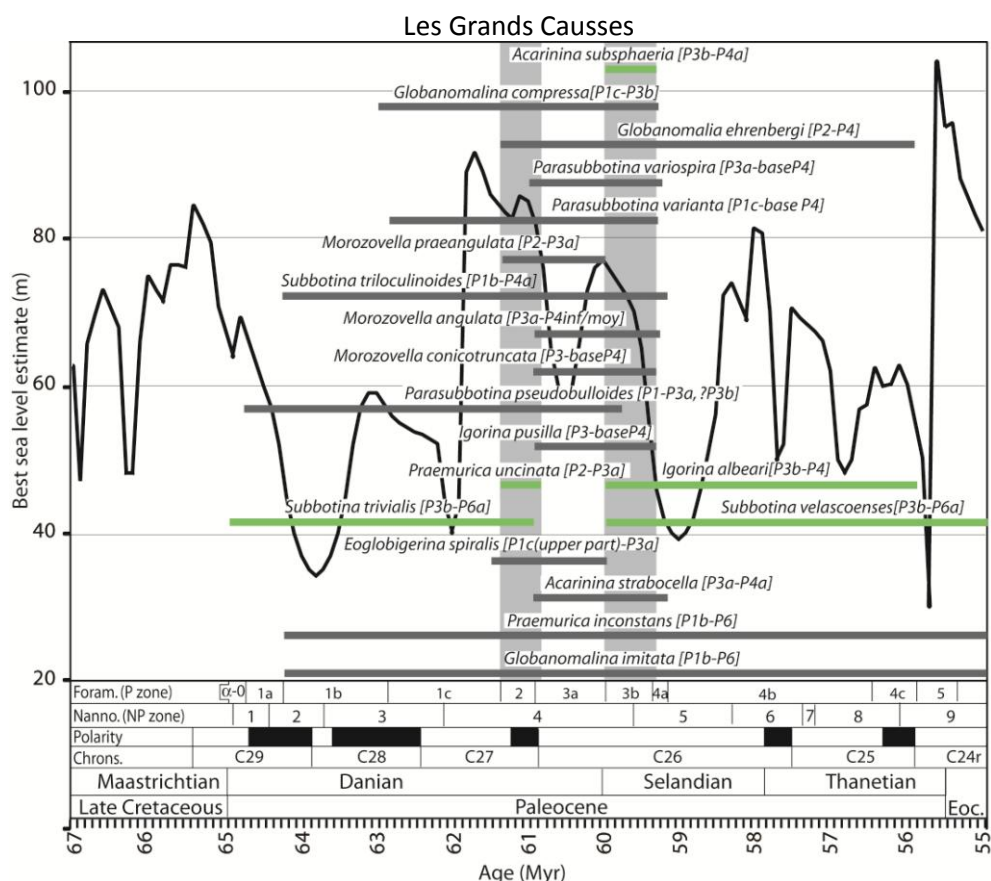


Figure 2.38 : Distribution temporelle de l'occurrence stratigraphique des foraminifères répertoriés dans les remplissages karstiques des Grands Causses. Les deux espèces *Praemurica uncinata* et *Acarinina subsphaeria* discrétisent deux périodes marines restreintes pendant lesquelles la mer est venue au moins une fois, séparées par la biozone P3a. De plus trois autres taxons *Igorina albeari*, *Subbotina velascoenses* et *Subbotina trivialis*, mettent en évidence cette biozone P3a mais restent de moins bons marqueurs stratigraphiques.

Sur les Grands Causses (fig 2.35), la faune trouvée dans les remplissages karstiques est extrêmement diversifiée, avec 19 espèces de foraminifère recensées (tableau 2) dont deux taxons avec des occurrences stratigraphiques très courtes non contemporaines qui sont *Acarinina subsphaeria* et *Praemurica uncinata* (fig 2.38). Les 2 "périodes restreintes" dégagées par ces taxons correspondent aux biozones P2 de 61,4 à 60,8 Ma et P3b de 60 à 59,2Ma.

On retrouve le même intervalle séparant ces deux périodes marines restreintes correspondant à la biozone P3a. De plus, on remarque la présence de 3 autres foraminifères (*Igorina albeari*, *Subbotina velascoenses*, et *Subbotina trivialis*) dont l'occurrence stratigraphique confirme la mise en évidence de cet intervalle, malgré leur registre fossile plus long dans le temps, qui font d'eux des marqueurs biostratigraphiques moins pertinents que les deux taxons choisis pour délimiter les périodes restreintes (zone grisée, fig 2.38).

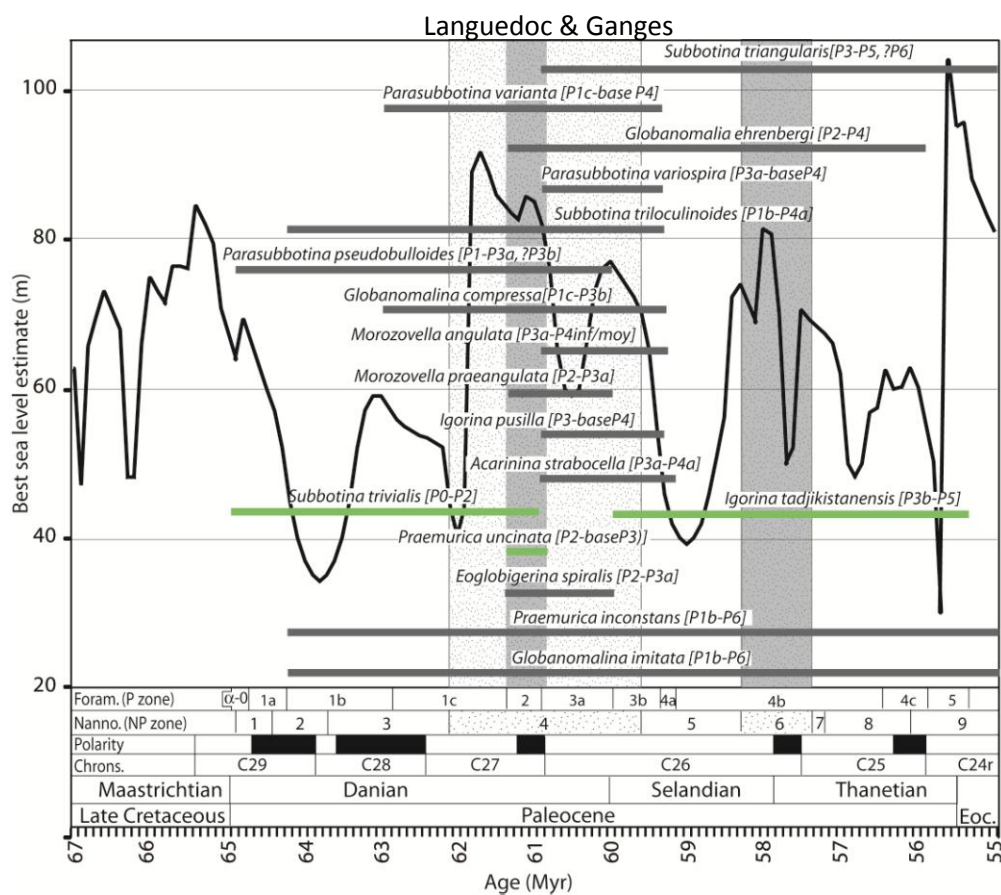


Figure 2.39 : Distribution temporelle de l'occurrence stratigraphique des foraminifères répertoriés dans les remplissages karstiques du Languedoc montpellierain et des biozones dégagées par les déterminations nannofossiles. Les espèces foraminifères *Praemurice uncinata*, *Igorina tadjikistanensis* associées aux biozones NP4 et NP6 permettent de discrétiser deux périodes marines restreintes pendant lesquelles la mer est venue au moins une fois. Deux autres taxons *Igorina tadjikistanensis* et *Subbotina trivialis*, mettent en évidence la biozone P3a comme séparant les deux épisodes marins restreints.

Pour la zone du Languedoc (fig 2.35), les occurrences stratigraphiques des 17 espèces de foraminifères (biozones P) délivrées par le remplissage karstique (tableau 2) sont associées à deux autres biozones dégagées par la datation des nannofossiles calcaires (biozones NP), et reportées sur la fig 2.39. La datation sur nannofossiles n'a été réalisée qu'en Languedoc pour la zone de Ganges (Husson et al., 2012), ainsi que pour quelques sites comme celui du Grand Autas et le Col de la Cire (voir paragraphe 4.2). Ainsi, avec ces 2 méthodes de datation, il est possible de distinguer 2 "périodes restreintes". La première est mise en évidence par l'espèce foraminifère *Praemurice uncinata* correspondant à la biozone P2-baseP3a de 61,4 à 60,8Ma et la seconde correspondant à la biozone NP6 de 58,2 à 57,3Ma, donnée par les espèces de nannofossile trouvées dans les remplissages karstiques du Col de la Cire et du Grand Autas.

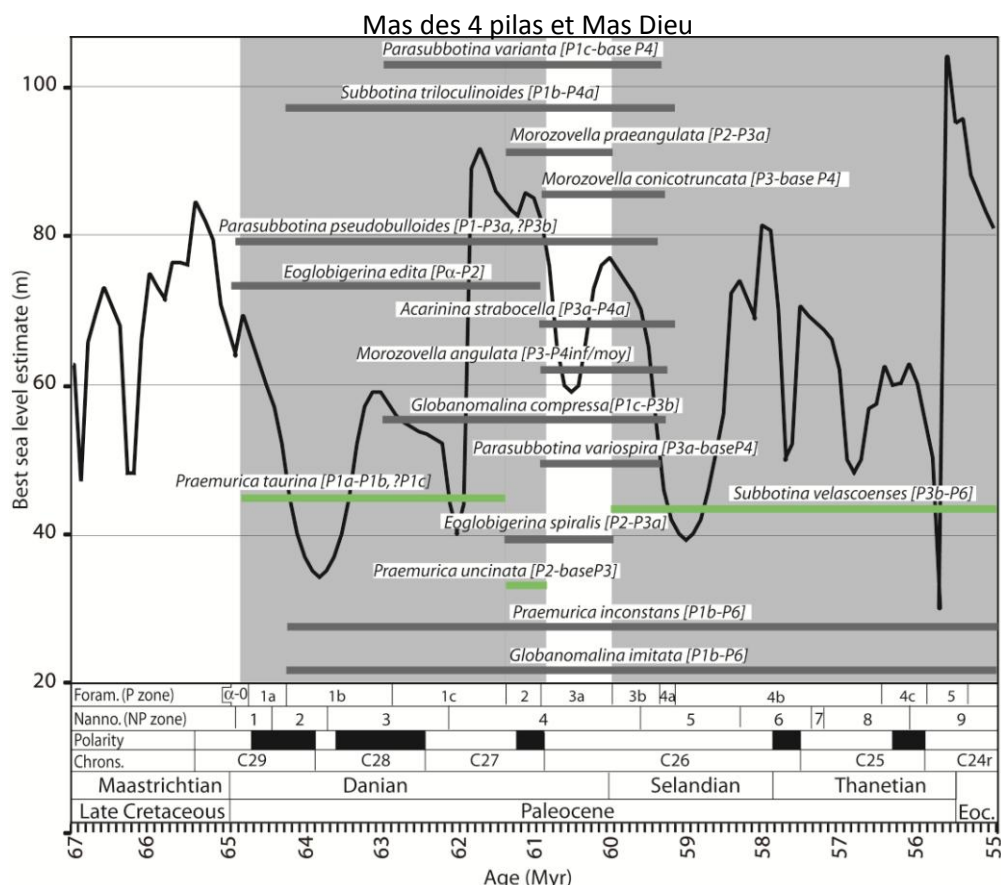


Figure 2.40: Distribution temporelle de l'occurrence stratigraphique des foraminifères répertoriés dans les brèches stratifiées du Mas des 4 pilas et du Mas Dieu. Les espèces foraminifères *Praemurice uncinata*, *Praemurice taurina* et *Subbotina velascoenses* permettent de discrétiser deux périodes marines restreintes pendant lesquelles la mer est venue au moins une fois. Deux autres taxons *Igorina tadjikistanensis* et *Subbotina trivialis*, mettent en évidence la biozone P3a comme séparant les deux épisodes marins restreints.

Le site du Mas des 4 pilas (fig 2.35), bien que situé en Languedoc a été différencié du reste de la région, car le gisement de foraminifère se trouve sous forme de brèches stratifiées et non sous forme de remplissage karstique (Combes et al., 2008) . Ceci justifie la distinction de ce site, en terme de dépôt, de préservation, et de paléoenvironnement. Ce gisement recense à lui seul 16 espèces de foraminifères différentes (tableau 2) et montre 2 "périodes restreintes" mises en évidence par 3 occurrences différentes de foraminifère (fig 2.40) qui sont *praemurice taurina*, *praemurice uncinata* et *subbotina velascoenses*. On remarque que ces "périodes restreintes" sont les mêmes que pour le site des Pays basques et béarnais, bien que non identifiées par les mêmes espèces de foraminifère et s'étendent de 65 à 60,8Ma entre 60 et 55Ma.

Enfin, concernant la Provence (fig 2.35), la diversité des foraminifères trouvés dans les remplissages est assez pauvre, avec seulement 7 taxons recensés (tableau 2). Dans ce cas, la "période restreinte" n'est plus identifiée par des taxons dont l'occurrence stratigraphique se superpose, mais permet d'être dégagée par les deux espèces foraminifères les plus restreintes dans le temps (*Eoglobigerina spiralis* et *Acarinina strabocella*) dont une partie de leur occurrence stratigraphique est commune. La période marine la plus restreinte s'étend de 61,4 à 59,1Ma (Fig 2.41).

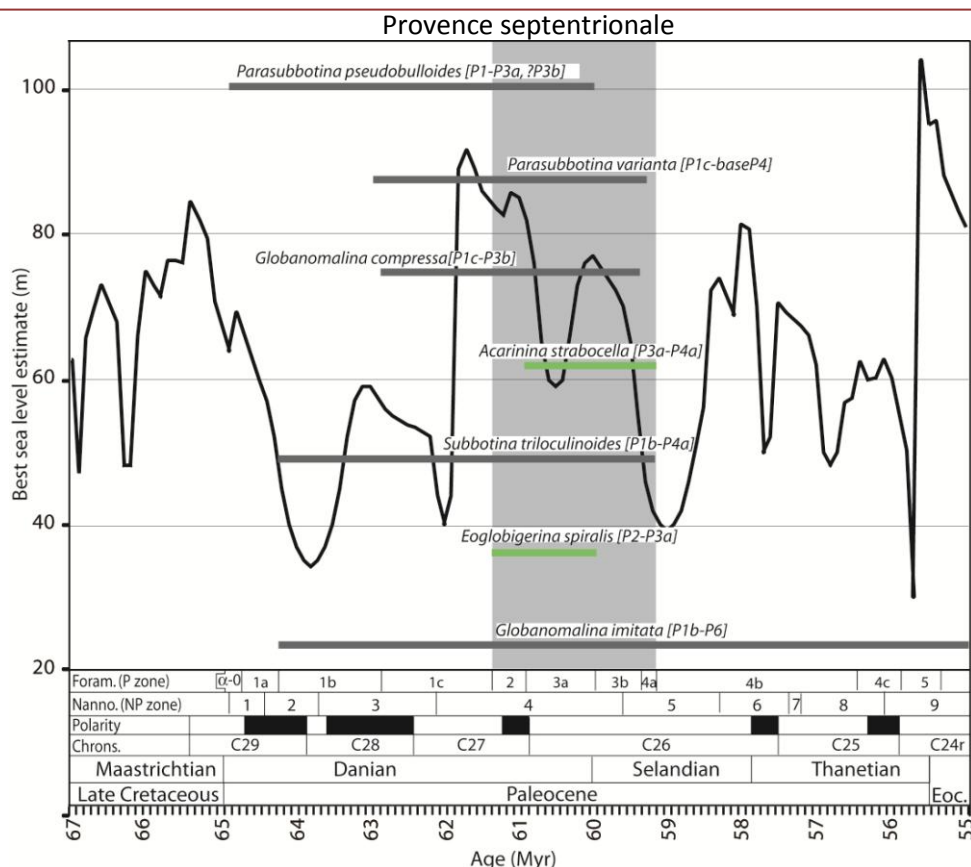


Figure 2.41: Distribution temporelle de l'occurrence stratigraphique des foraminifères répertoriés dans des sédiments scellant des formes karstiques en Provence septentrionale. La période marine restreinte correspond à la plus courte période où un maximum de foraminifères contemporains cohabitent. Cette périodes restreintes est mises en évidence par les foraminifères *Eoglobigerina spiralis* et *Acarinina strabocella*.

Afin de déterminer l'origine de la répartition des espèces marines, on corrèle la distribution temporelle du registre fossile de ces foraminifères et nannofossiles, trouvés dans chaque grand ensemble géographique avec la courbe eustatique de Kominz et al. (2008). Ceci permet de tester si les hauts eustatiques correspondent avec les périodes marines misent en évidences par la répartition des foraminifères non contemporains.

Sur la figure 2.42, les périodes restreintes délimitées pour chaque grand ensemble géographique sont reportées sur la courbe de Kominz et al. (2008). Chaque période restreinte est représentée par un aplat grisé. La superposition de toutes les zones restreintes permet de faire ressortir de manière visuelle, les périodes marines restreintes contemporaines pour les différents grands ensembles géographiques. On observe alors l'apparition de trois périodes de forte superposition des périodes restreintes. En ajoutant la distribution des périodes temporelles d'occurrence stratigraphique des foraminifères non contemporains et des biozones données par l'assemblage des nannofossiles, on observe que les périodes marines restreintes montrent une bonne corrélation avec l'occurrence des hauts niveaux eustatiques de la courbe de Kominz et al, (2008). En effet, trois périodes se dégagent et semblent accorder une probabilité plus importante d'épisodes marins pendant les périodes de hauts niveaux marins aux périodes comprises entre 62 et 61Ma, 60.5 et 59.5Ma, et enfin 58 et 57Ma.

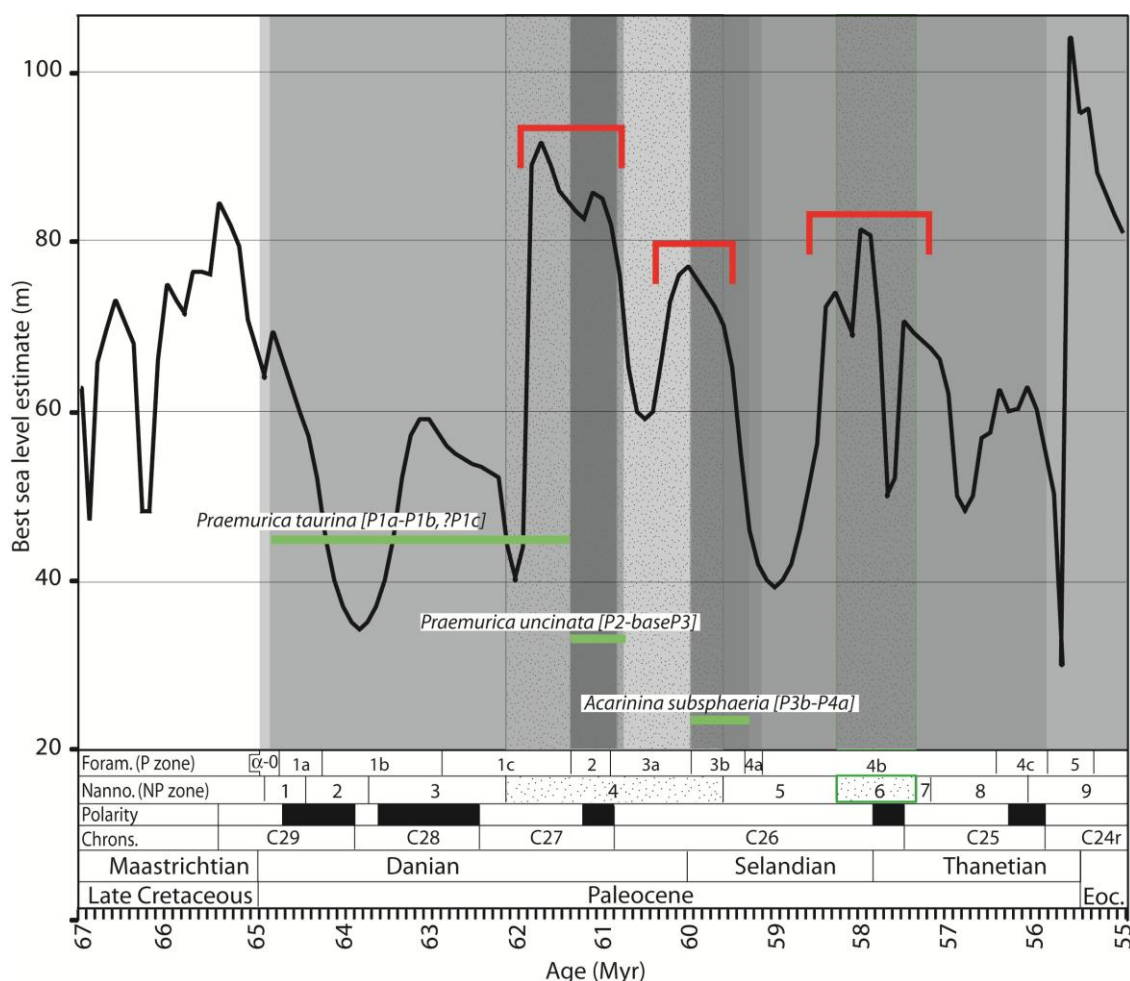


Figure 2.42 : Superposition des périodes restreintes de chaque grand ensemble géographique sur la courbe eustatique de Kominz et al. (2008). La superposition de ces périodes représentée graphiquement par des bandes grisées légèrement transparentes, permet de faire ressortir visuellement des périodes où la probabilité de la venue de la mer est plus importante (zone grisée foncée) et des périodes pendant lesquelles la probabilité de la venue de la mer est plus faible (zone blanche à grisée léger).

Cette observation abonde dans le sens de l'hypothèse de la présence d'un bassin endoréique à seuil soumis à des épisodes d'ennoiements ponctuels suivi d'assèchements (Combes et al, 2007; Husson et al 2012). Ces variations du niveau eustatique, toutes inférieures à 60m, ne peuvent expliquer les variations du niveau de base mesurées dans la zone de Ganges, supérieures à 350m. En revanche, ces variations eustatiques pourraient suffire à submerger le seuil et ainsi contrôler les périodes d'ennoiement et d'assèchement du bassin.

On peut donc discuter sur la hauteur de ce seuil, vis-à-vis des variations eustatiques. La première période d'ennoiement du bassin est due à une remontée eustatique brutale de 50m environ autour de 62Ma, submergeant le seuil. Ce seuil reste ouvert le temps de voir apparaître les espèces de foraminifères *Praemurica taurina* et *Praemurica uncinata* au sein de la mer qui envahit le bassin endoréique. Entre 61 et 60.5Ma, le niveau eustatique chute d'environ 25m, ce qui semble suffisant pour fermer le seuil. La deuxième période d'ennoiement se produit lors de la remontée d'à peine 20m entre 60.5 et 60Ma permettant de nouveau la submersion du seuil, et l'entrée de l'espèce foraminifère *Acarinina subsphaeria* dans le bassin ennoyé. La succession de ces deux épisodes marins séparés par une légère chute eustatique inférieure à 25m permet d'évaluer la hauteur du seuil vis-à-vis du bas niveau eustatique, d'une vingtaine de mètres.

De la même manière, les deuxième et troisième périodes d'ennoiement sont séparées par une chute eustatique inférieure à 40m suivie d'une remontée légèrement supérieure à 40m, qui

permet l'émersion du seuil et sa fermeture puis sa réouverture. La hauteur du seuil vis-à-vis du niveau eustatique est donc évaluée à moins de 40m, lors de la baisse eustatique.

On peut donc ici conclure, que la formation du bassin endoréique est d'origine géodynamique, mais la succession d'ennoiement et d'assèchement semble contrôlée en grande partie par les variations eustatiques qui submergent un seuil dont la hauteur n'excède pas quelques dizaines de mètres. Si il existe une tectonique paléocène au niveau du seuil, celle-ci est faible et ne semble pas être un facteur dominant. En revanche, on remarque que malgré la forte hausse eustatique qui apparait à la fin du Thanétien, supérieure à celles ponctuant précédemment l'ère du Paléocène, elle ne suffit pas à la submersion du seuil, et le bassin reste en domaine continental. On peut supposer qu'au cours du Thanétien, la déformation induit des soulèvements qui ferment définitivement le seuil. Alternativement, la déformation et le soulèvement affectent la région du bassin Paléocène inférieur, celui-ci est inversé et soulevé et passe définitivement en domaine continental. On note que l'estimation de la hauteur du seuil est directement dépendante de l'amplitude des variations eustatiques de la courbe de Kominz et al., (2008). Or il existe d'autres courbes présentant des variations eustatiques de plus forte amplitude (Haq et al., 1987), la hauteur de seuil retenue est donc une valeur minimale.

La dispersion géographique des pièges paléokarstiques à sédiments internes marins d'âge Paléocène, entre les Pyrénées Basco-Cantabriques à l'Ouest et les abords des zones subalpines méridionales à l'Est, permet de proposer une esquisse paléogéographique/palinspastique de la mer paléocène lors de l'ennoyage du bassin endoréique (fig 2.43). Cette carte représente l'extension maximale des découvertes d'évidences de Paléocène marine à ce jour.

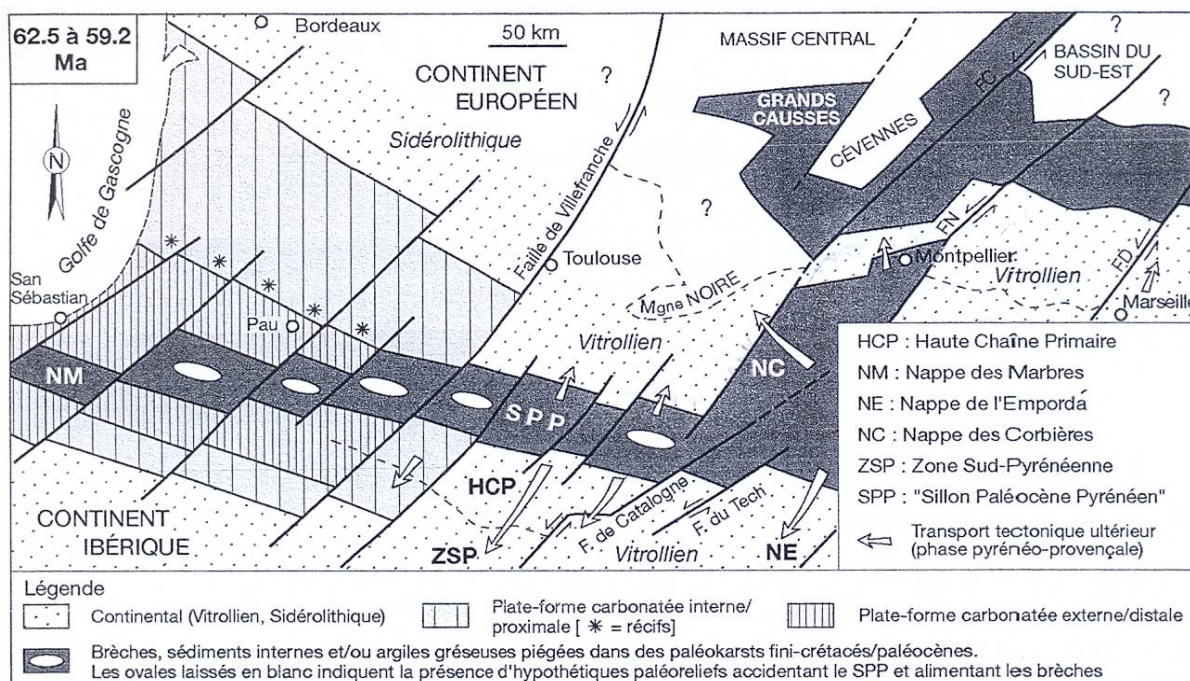


Figure 2.43 : Essai de reconstitution paléogéographique du Paléocène sous forme de carte palinspastique (Peybernès, unpublished); met en évidence les régions ennoyées par le mer lors de la submersion du seuil.

Ce schéma montre un bras de mer complexe de 800km de long au moins, ouvert à la fois sur l'Atlantique et sur la zone d'articulation du Bassin du SE/Mer Alpine, avec un tracé en baïllonnnette (WNW-ESE dans les Pyrénées, SW-NE à EW dans le bassin du Sud-Est) et apparemment contrôlé par

les failles décrochantes de direction NE-SW. Ce bras de mer émettait des digitations en direction des Grands Causses (sous forme de rias?) et de l'actuel Golfe du Lion (Combes et al, 2004; Peybernès et al, 2007). La mer paléocène était bordée au Nord (Aquitaine, Montagne Noire) et au Sud (Pyrénées espagnoles, Catalanides, Provence) par des aires continentales couvertes soit d'altérites (Sidérolithique), soit de dépôts fluvio-lacustres (Vitrollien) ou localement soumises à de fortes érosions ultérieures (aires de lacune du Massif Central).

Dans l'état actuel des connaissances, plusieurs incertitudes demeurent encore :

- cette mer se prolonge-t-elle vers le NE dans la ceinture péri-vocontienne septentrionale (Vercors, Chartreuse) où le substratum Urgonien est bien développé (Arnaud-Vanneau et al, 1979);
- comment s'articule, avant la rotation antihoraire du bloc corso-sarde, le diverticule marin paléocène, reconstitué sous l'actuel Golfe du Lion (Peybernès et al, 2007), avec de rares témoins du Dano-Sélandien marin identifiés grâce à leur microfaune planctonique, au SE de la Corse (Peybernès et al., 2000), ainsi que dans les galets remaniés en Sardaigne orientale (Dieni et al., 2008).

L'imprécision de cette reconstitution paléogéographique vient :

- des incertitudes sur la position de la plaque Ibérique et des blocs continentaux corso-sardes associés avant l'orogénèse pyrénéenne. En effet, les reconstructions cinématiques ignorent généralement l'évolution du bloc corso-sarde (e.g., Rosembaum et al. 2012 ; Vissers & Meijer, 2012);
- de la difficulté à estimer l'ampleur des déplacements tectoniques ultérieurs (nappes, chevauchements, décrochements, décrochevauchements) pendant la phase pyrénéenne (Eocène moyen/supérieur) (Arthaud & Laurent, 1995; Lacombe & Jolivet, 2005);
- des incertitudes sur la disposition pré-rift Oligocène en Méditerranée Nord-Occidentale (Vially & Trémolières, 1996);
- de l'étroite dépendance des pièges de sédiments résiduels paléocènes, avec un substratum carbonaté karstifiable jurassique sup. et urgonien : les éventuels dépôts paléocènes sur substrat détritique ont été éliminés par érosion;
- de l'absence ou de la mauvaise conservation de la microfaune dans certains remplissages. Nous n'avons en effet retenu dans notre reconstitution paléogéographique que les gisements micropaléontologiques datés.

5. LE PALEOKARST A REMPLISSAGE CEVENOL

5.1. FACIES ET PAYSAGE KARSTIQUE

La composition minéralogique de ce faciès est caractérisé par un cortège sédimentaire continental d'origine cévenole dont la nature peut être décrite selon ses conditions de dépôts dans trois types de morphologies karstiques différentes (fig 2.44):

- perché sur des paléo-surfaces d'aplanissement,
- dans des paléokarsts de type cavités et fractures ouvertes ainsi que dans des poches de dissolution sous-couverture,
- dans des brèches d'effondrement.

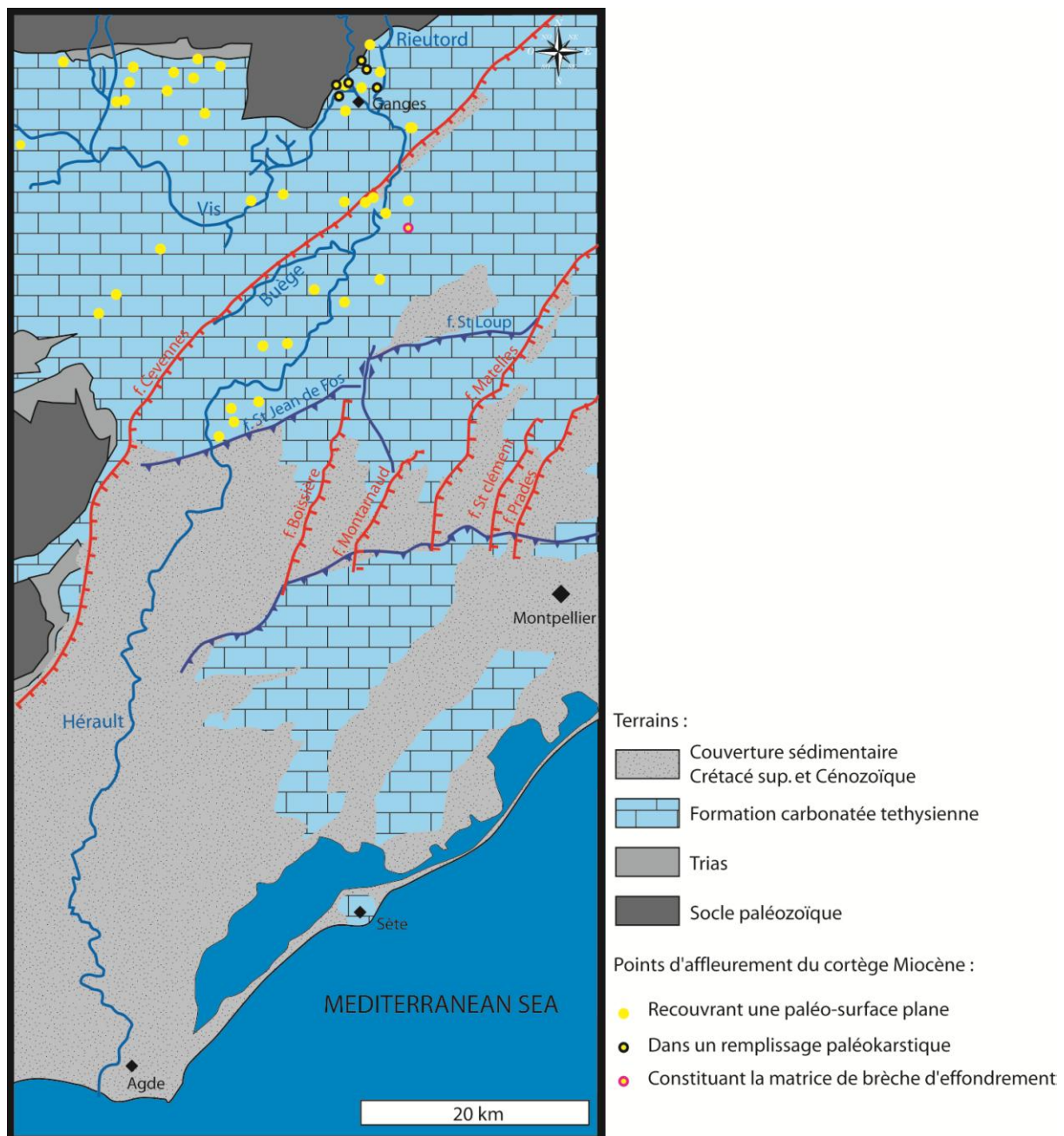


Figure 2.44 : Carte géologique simplifiée et localisation des affleurements de cortège sédimentaire cévenol, selon les géomorphologies qu'ils occupent, modifié d'après Séranne et al. (2002)

Ce cortège cévenol se rencontre sous forme d'alluvions fluviales, composé de galets peu roulés de quartz d'exsudats, de schistes des Cévennes, (fig 2.45) d'arénites triasiques, de métasédiments paléozoïques, de carbonates mésozoïques et d'une fraction variable de quartz altérés du sidérolithique remaniés (Séranne et al., 2002).



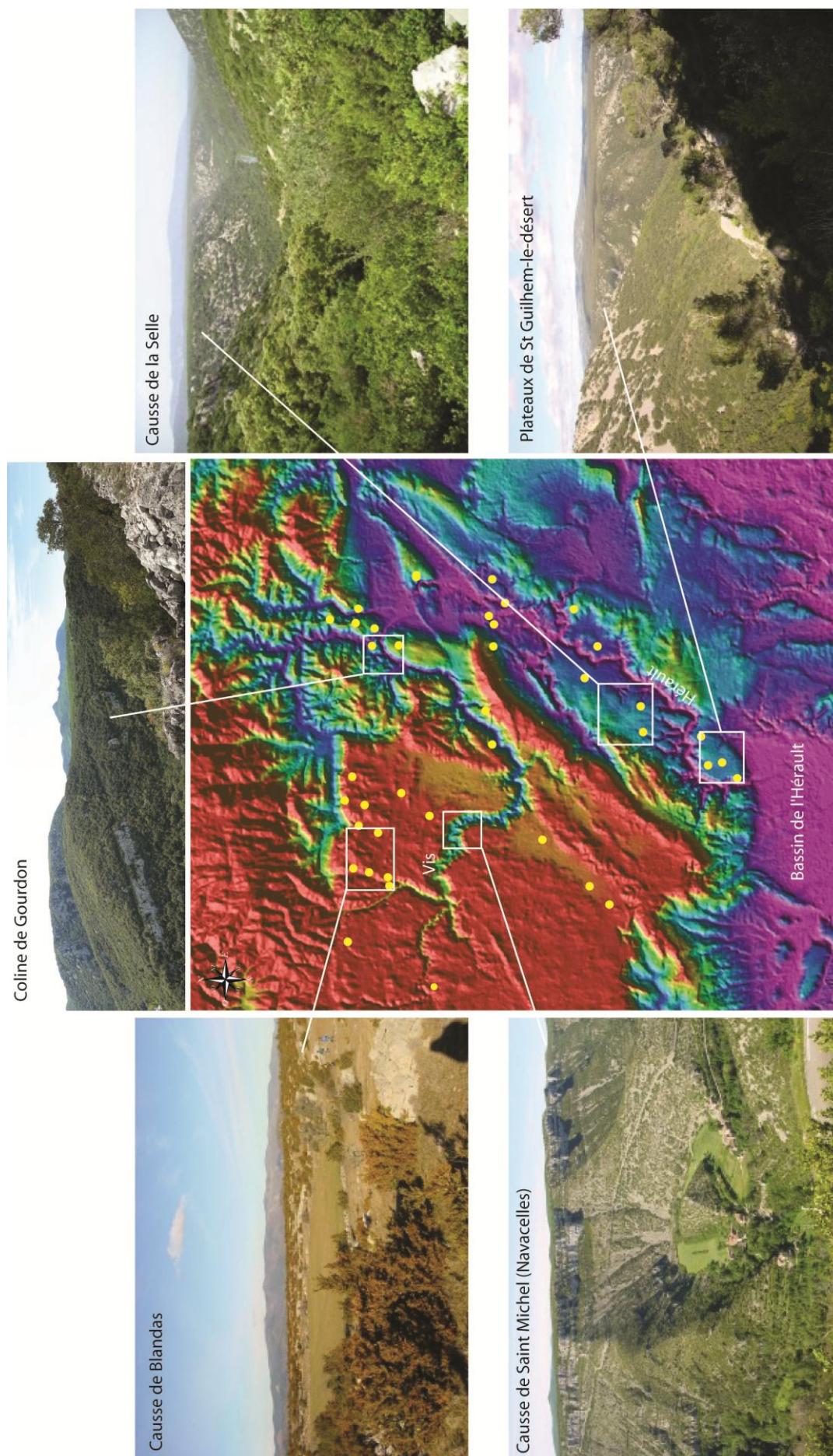
Figure 2.45 : Cortège cévenol composé sur cette photo de schistes des Cévennes (Sch.), de quartz d'exsudat (Qtz d'ex.) et de clastes carbonatés mésozoïques, trouvés sur les paléo-surfaces planes du Languedoc.

Ces sédiments se retrouvent actuellement perchés dans le paysage sur des paléo-surfaces relativement planes, qu'on peut suivre depuis la zone des Grands Causses au nord jusqu'aux zones des Garrigues de part et d'autre du cours d'eau de l'Hérault (fig 2.46).

Les paléo-surfaces sont incisées par les cours d'eau du versant Méditerranéen (comme l'Hérault, la Vis, le Gardon...), formant ainsi des canyons présentant parfois des parois très abruptes au sein desquelles on trouve des cavités karstiques remplies par ce même cortège cévenol (fig 2.47a).

A l'échelle de l'échantillon, ce faciès varie d'un conglomérat à un grès très fin. Lorsque les éléments le constituant sont visibles, on peut y déceler des petits galets de quartz roulés, des nodules de fer, et des clastes de schistes des Cévennes (fig 2.47b). Lors de l'étude microscopique, on retrouve ces éléments dont la granulométrie varie suivant les échantillons, dans une calcite sparitique (fig 2.47c). La dynamique sédimentaire souvent enregistrée par ces dépôts karstiques signe un environnement de dépôt de moyenne énergie, induit par un courant unidirectionnel au sein du karst. Les morphologies karstiques qu'on retrouve juste en dessous des paléo-vallées perchées sont associées à l'écoulement fluvial en surface. Un drainage se met en place de type fluvio-karstique (Camus, 2003), où la dissolution sous couverture (crypto-corrosion) est permise par la présence des alluvions (fig 2.48) (Camus, 2003).

Figure 2.46 : Morphologie plane des paléo-surfaces présentant des dépôts d'origine cévenole. Du Nord au Sud 1) Le Causse de Blansac (Causses du Larzac), 2) Colline de Gourdon (zone de Ganges), 3) Causses de Saint Michel (Cirque de Navacelles), 4) Causse de la Selle (zone des Garrigues), 5) Plateaux de Saint Guilhem (zone des Garrigues).



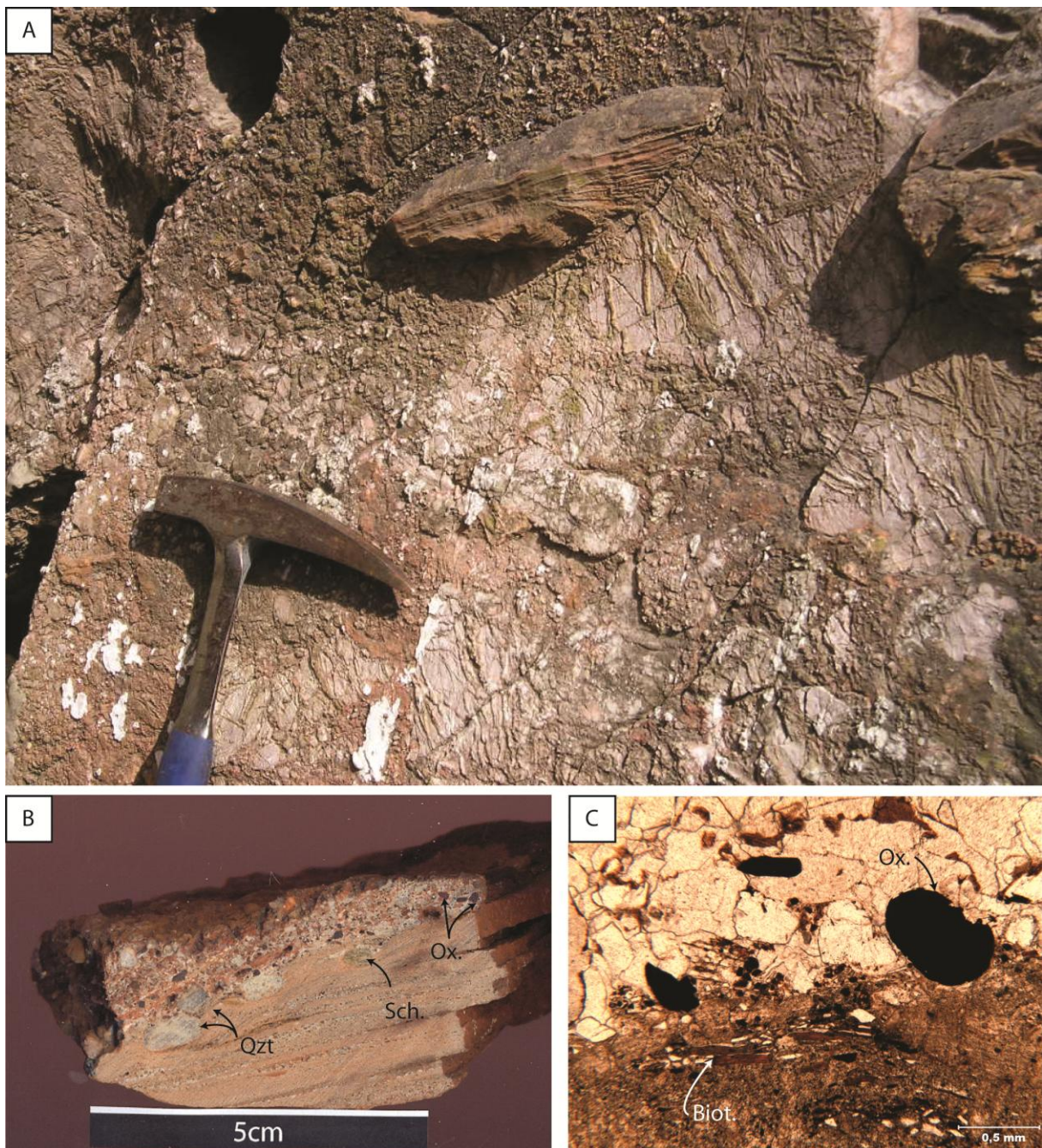
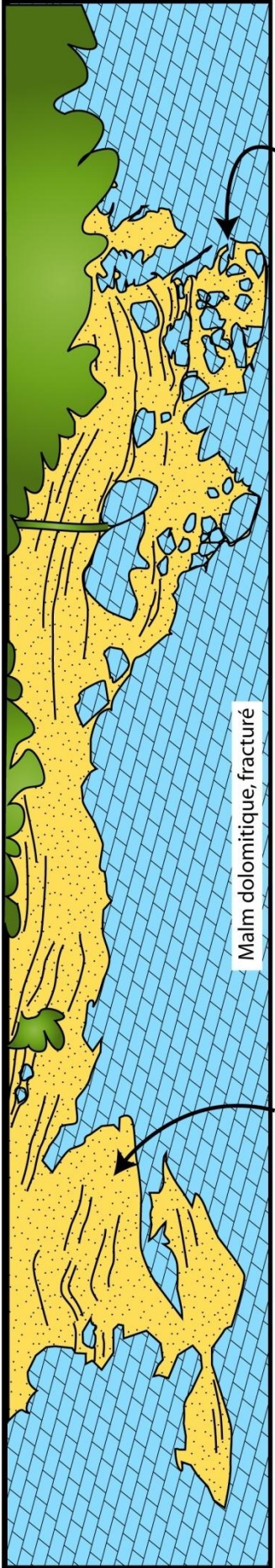
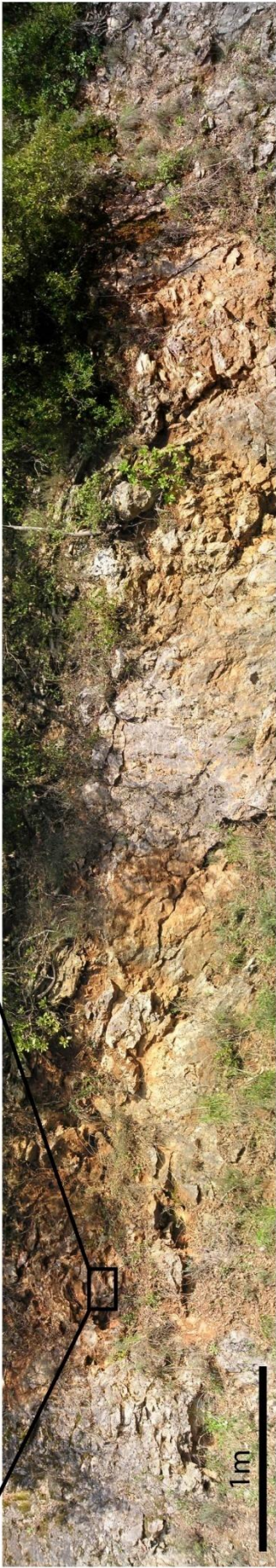
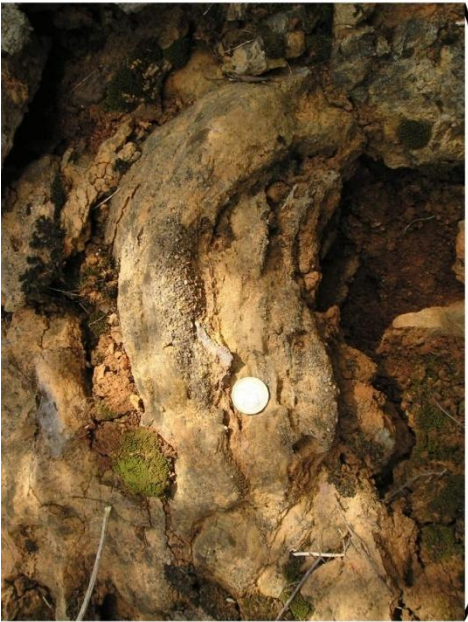


Figure 2.47 : facies du remplissage karstique cévenol A) à l'échelle de l'affleurement : sédiments colmatant une cavité en relief sur un mur de faille. B) A l'échelle de l'échantillon, ce sédiment karstique cévenol présente une lamination correspondant à des successions de crues. Sa surface sommitale est composée d'un ensemble de grains plus grossiers où l'on peut discerner des petits graviers de quartz roulés et luisants, de schistes des Cévennes, et d'oxydes. C) Microfaciès de cet échantillon qui présente les mêmes séquences de remplissage, i) un sédiment à grains fins contenant de la calcite, du quartz, des nodules d'oxydes de fer et de la biotite venant de l'érosion des schistes des Cévennes (séquences du bas) ainsi que le même matériel mélangé à de la sparite (séquence du haut).

Figure 2.48: Panorama à proximité de Gourdon (région de Ganges) d'un affleurement de remplissage détritique cévenol composé d'un épandage micro-conglomératique à gréseux, stratifié. Ce remplissage repose sur le Jurassique supérieur dolomitisé et bréchifié et a été déformé après son dépôt par des phénomènes de soutirage karstique, donnant un aspect chaotique à l'affleurement.



remplissage brèche monogénique (dolomie)

Malm dolomitique, fracturé

micro conglomérat, grès grossier et grès moyen stratifié

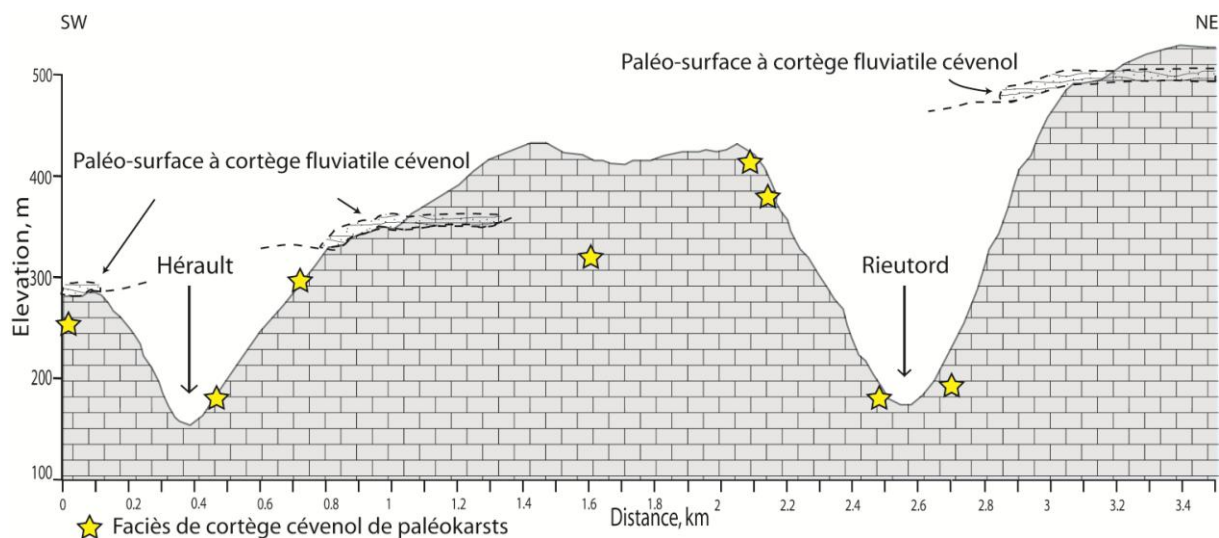


Figure 2.49 : Coupe au sein des massifs au nord de Ganges, sur laquelle sont projetées les cavités paléokarstiques à remplissage cévenol.



Figure 2.50 : Affleurement en bord de route D986 , des brèches du Mas du Coulet. Les clastes calcaires sont plongés dans une matrice à composition cévenole, surimposés à des brèches dont la matrice contient des foraminifères marins paléocènes.

Ce remplissage paléo-karstique se retrouve à différentes altitudes dans le paysage, contenu dans des cavités, des fractures et des formes de dissolution sous couverture. Toutes ces formes karstiques colmatées par ce remplissage sont étagées sur l'ensemble de la hauteur des canyons, depuis le cours actuel de l'Hérault jusqu'à l'altitude des paléo-vallées perchées décrites ci-dessus (fig 2.49).

La troisième morphologie qu'on trouve sur le terrain, constituée par ce cortège cévenol correspond à des dépôts de brèches à éléments calcaires pris dans une matrice composée par ce cortège (fig 2.50). Ces brèches sont surimposés aux brèches dont la matrice contient des foraminifères marins paléocènes. Ces brèches se trouvent au niveau du col de la Cardonille et du Mas de Coulet, mises à l'affleurement lors du creusement de la tranchée dans laquelle passe la départementale D986. En terme morphologique, ces brèches sont le résultat d'un effondrement gravitaire (Camus, 2003), qu'on voit dans le paysage (fig 2.50 et 2.51).

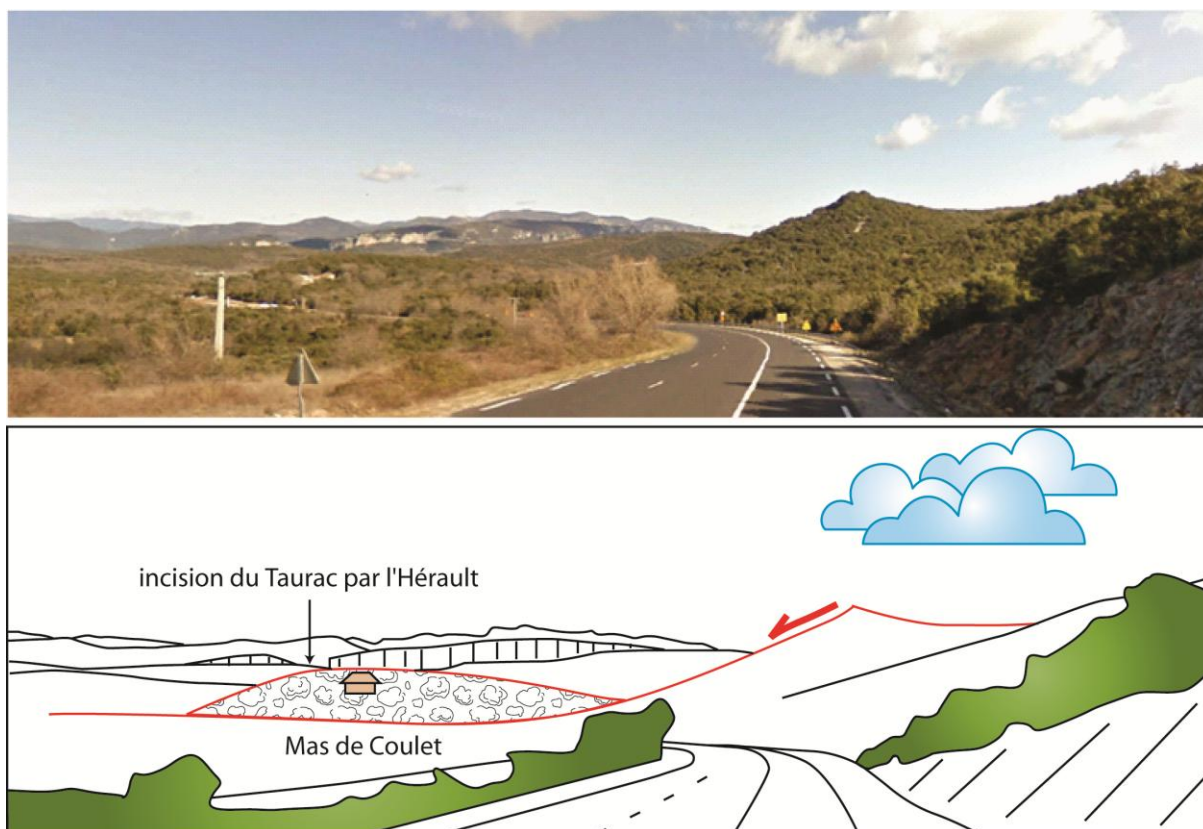


Figure 2.51 : Paysage vu du Col de la Cardonille, présentant une morphologie de niche d'arrachement résultant d'un effondrement gravitaire. Le relief sur lequel est bâti le Mas du Coulet, est composé de brèches (fig 2.50) composant le bourrelet frontal.

5.2. DATATION ET CHRONOLOGIE RELATIVE

La datation de ce cortège cévenol n'est pas aisée, car ce sédiment typiquement continental est dépourvu de fossiles datant son dépôt. En termes de chronologie relative, on a vu lors du chapitre III, concernant le paléokarst à remplissage marin paléocène, qu'une partie des sédiments karstiques paléocènes (notamment sous forme de brèches) pouvait être excavée ou évacuée et remplacée par des sédiments karstiques à cortège cévenol. Cette observation indique que le paléokarst à remplissage cévenol, se forme postérieurement à l'évènement marin paléocène. D'autre part, on observe que ces remplissages karstiques scellent des décrochements (carrière N Ganges) rapportés à un raccourcissement pyrénéen (fig.4 dans l'article Husson & al 2012). Enfin, des cavités karstiques avec de tels remplissages sont postérieures à des failles normales (Route de Gourdon), car affectées par celles-ci, reliées à l'extension Oligo-Aquitaniaenne du Golfe du Lion.

On note que l'ensemble du cortège cévenol se retrouve sur l'ensemble de la région depuis les Grands Causses jusque dans la partie Sud des Garrigues. La source détritique de ce cortège étant cévenole, cela signifie que les écoulements provenaient donc du Nord et s'organisait vers le Sud selon un profil amont-aval acquis forcément après l'ouverture oligo-aquitaniaenne. En effet, lors du rifting de la Méditerranée occidentale, l'ouverture du Golfe du Lion provoque l'effondrement du relief pyrénéen et change de ce fait le sens des apports fluviaux qui s'effectuent depuis, du Nord vers le Sud (Séranne et al., 2002).

Lors du Miocène inférieur, le bassin de l'Hérault est transgressé par la mer provoquant le dépôt de sédiments marins burdigaliens puis de faciès plus lagunaires au Langhien (Séranne, 1999).

L'extension de la mer miocène inférieur est marquée par des dépôts Burdigalien et Langhien (fig 2.52A), ainsi que des indices plus ténus, notamment au niveau de son paléo-rivage. Cette ligne de rivage qui bordait les massifs calcaires au nord du bassin de l'Hérault est marquée de trous de pholades sur des surfaces de paléo-reliefs constitués de carbonates (fig 2.52B et 2.52C). Au Nord du bassin de l'Hérault, on trouve de manière ponctuelle des affleurements de conglomérats à support clastique composés de clastes d'origine cévenole (fig 2.52D), corrélés aux dépôts miocène inférieur marins. Ces dépôts détritiques constituent donc le témoin d'une zone littorale miocène inférieur alimentée par des fleuves de provenance cévenole. Ces évidences sédimentaires suggèrent que les paléo-surfaces à sédiments résiduels détritiques d'origine cévenole étaient connectées vers l'aval au littoral du Miocène inférieur et que leur développement appartient à cette période.

Dans la zone du Bas Languedoc, plusieurs affleurements présentant ce faciès de cordon littoral alimenté par une source cévenole ont été répertoriés sur la carte de la figure 2.53. Certains de ces affleurements coïncident avec la cartographie des dépôts miocène inférieur sur la carte BRGM (Alabouvette et al., 1982), d'autres affleurements sont répertoriés plus au Nord dans le secteur de Viols-le-Fort et même plus à l'Est jusqu'au niveau des Matelles (fig 2.53).

Dans le bassin de l'Hérault, le passage des faciès marins burdigaliens aux faciès palustre et lagunaire du Langhien, indique une baisse du niveau de base. De plus, il n'existe aucune trace de dépôts Serravalien-Tortonien dans le bassin de l'Hérault, ce qui prouve que le bassin se trouvait définitivement en domaine continental à la fin du Langhien, confirmant ainsi la tendance générale de la chute du niveau de base, qui s'est poursuivie au cours du Miocène supérieur.

Si les paléo-surfaces sont corrélées avec les dépôts burdigaliens à Langhien, l'abandon des paléo-surfaces et l'incision des canyons sont donc postérieures à cette transgression. C'est donc lors de cette chute généralisée du niveau de base que i) le réseau karstique se développe et s'étage sur toute la hauteur des canyons et ii) du fait d'une déstabilisation lors de cette chute du niveau de base,

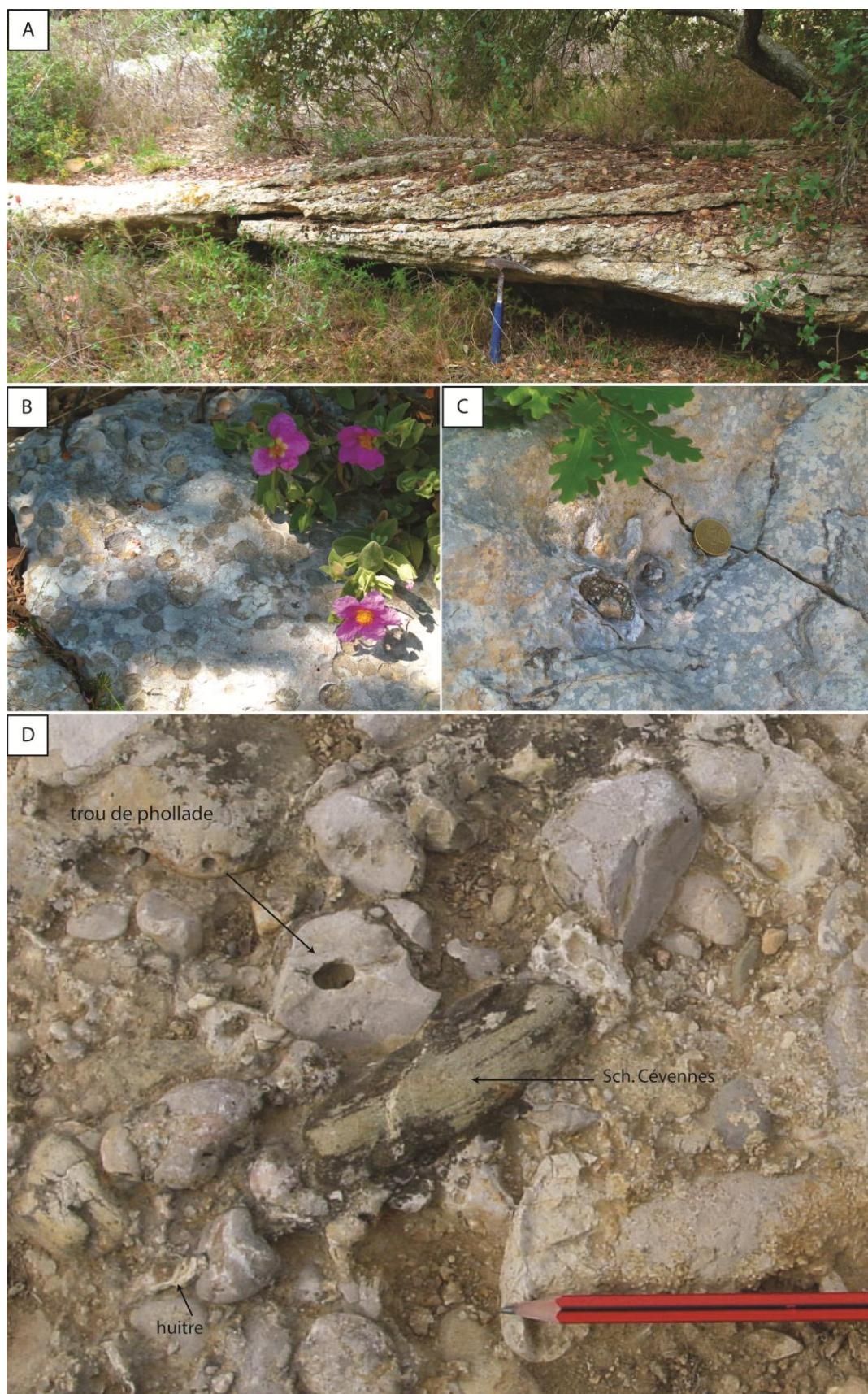


Figure 2.52 : Faciès marin du Burdigalien. A) dépôts marins de carbonates gréseux de type barre d'embouchure. B) trous de phollade dans le calcaire Jurrassique. C) Fossiles d'huître *Ostréa crassissima*. D) Conglomérat polygénique composé d'apport continental cévenol (schistes des Cévennes) et marin (trou de phollade et huître *Ostréa crassissima*).

de possibles mouvements gravitaires se mettent en place comme en témoignent les brèches du Mas du Coulet. Cette chute du niveau de base, pourrait donc être acquise pendant le *Serravalien-Tortonien*.

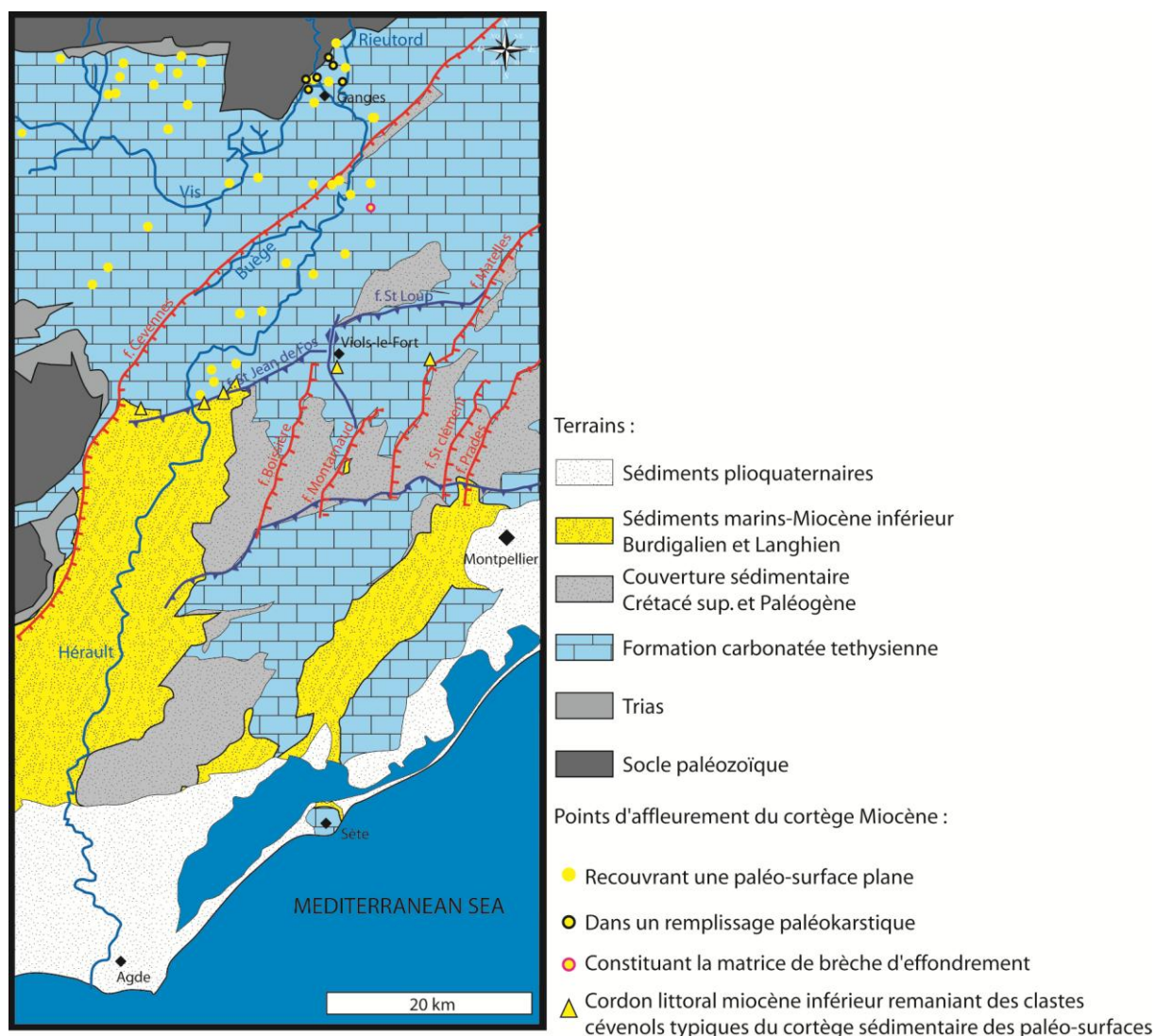


Figure 2.53 : Carte géologique simplifiée avec position du réseau cévenol en amont et du cordon littoral burdigalien en aval, au niveau du bassin de l'Hérault ainsi qu'au niveau de Viols-le-Fort et des Matelles.

5.3. VARIATION DU NIVEAU DE BASE

La genèse du paléokarst à remplissage cévenol est donc liée à un abaissement du niveau de base qui affecte l'ensemble du profil amont-aval, puisqu'on retrouve les paléo-vallées à cortège cévenol perchées au-dessus du cours de l'Hérault et de ses affluents, depuis les Grands Causses jusqu'au débouché du cours d'eau dans la plaine de l'Hérault. Grâce à ces marqueurs discontinus, il est possible de quantifier la variation du niveau de base responsable de l'incision des canyons et le développement du réseau karstique sur l'ensemble du profil amont-aval.

La méthode développée pour quantifier ces variations du niveau de base consiste à prendre la paléo-surface continentale comme niveau de base initial. On sait que cette paléo-surface est directement branchée au rivage miocène inférieur d'âge Burdigalien à Langhien. On émet l'hypothèse que l'organisation du profil en long des rivières est comparable au profil d'équilibre actuel. Cette hypothèse est supportée par un contexte géodynamique calme. De plus, on remarque

que le profil d'équilibre actuel de l'Hérault est parallèle au profil interpolé entre les points de contraintes des paléo-surfaces (fig 2.54).

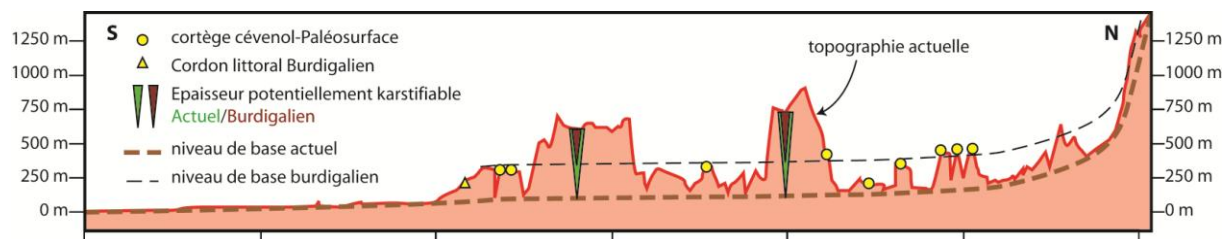


Figure 2.54 : Coupe schématique illustrant la méthode et les figurés utilisés dans les diagrammes des figures 2.56, 2.58, 2.59. Cette coupe est une coupe brisée qui encadre le cours de l'Hérault, de manière à ce que la longueur parcourue par la coupe soit équivalente à la longueur du profil en long de l'Hérault. On remarque que sur la figure, le profil en long issu du pointé du cours d'eau, passe par tous les points bas de la topographie, qui correspondent aux points de la coupe lorsque celle-ci traverse l'Hérault.

En utilisant le profil actuel comme modèle, et en le translatant verticalement, jusqu'à ce que son tracé passe par la position de la paléo-ligne de côte Miocène (fig 2.54 et 2.57), on peut donc extrapoler la position du niveau de base au Miocène depuis les observations actuelles, ceci pour l'ensemble du profil amont-aval. Le détail de cette évolution est donné ici pour trois sites en particulier, qui sont échelonnés depuis la zone de paléo-rivage (Nord du bassin de l'Hérault) jusqu'en amont du domaine carbonaté (Grands Causses).

Cette évolution est imagée à l'aide de diagrammes qui replacent au cours du temps la position altitudinale des marqueurs du niveau marin et du niveau de base local (fig 2.56, 2.58 et 2.59).

Au Burdigalien et Langhien, l'altitude du niveau marin est donnée par la courbe de Kominz et al. (2008), et équivaut à peu près au zéro actuel. Les lignes de rivage du bassin de l'Hérault mises en évidence ci-dessus, se situent donc graphiquement (sur les diagrammes des fig 2.56, 2.58 et 2.59) au niveau de la mer, représentées par un triangle jaune et positionné au Miocène inférieur, sur la courbe de Kominz et al. (2008).

On peut donc replacer, la paléo-altitude des paléo-surfaces fluviales correspondant au paléo-niveau de base Miocène inférieur. Les positions altimétriques de ces paléo-surfaces sont représentées sur les diagrammes par des ronds jaunes.

Pour la configuration actuelle, les altitudes du profil en long de l'actuel l'Hérault (ronds marrons) ainsi que des paléo-surfaces perchées (ronds jaunes) sont reportées sur les différents diagrammes illustrant plusieurs positions au sein du profil amont-aval.

Enfin, l'altitude maximale des massifs carbonatés environnants est reportée, afin de symboliser l'épaisseur maximale de karstification développée entre la topographie et le niveau de base.

On obtient donc l'évolution de la karstification dans le temps et dans l'espace (le long du profil amont-aval) entre le Miocène inférieur et l'actuel.

La première zone étudiée, se situe au niveau du débouché du cours d'eau de l'Hérault dans le bassin de l'Hérault, à la sortie des massifs calcaires de Saint Guilhem le Désert. (site 1 fig 2.55).

Au Miocène inférieur, cette zone se trouvait très proche du niveau de la mer, puisqu'on trouve des affleurements de cordon littoral Burdigalien sur les flancs de ce massif. Donc le niveau de base à cet endroit, était sensiblement celui du niveau marin (fig2.56).

Aujourd'hui, le niveau de l'Hérault considéré comme le niveau de base local, se situe à environ 70m NGF, les dépôts littoraux miocènes (PD sur la figure 2.55), se situe à 140 m, l'altitude maximale de la paléo-surface présentant des dépôts de cortège cévenol est de 350m (SG sur la figure 2.55). Les plus hauts sommets carbonatés culminent à environ 500m.

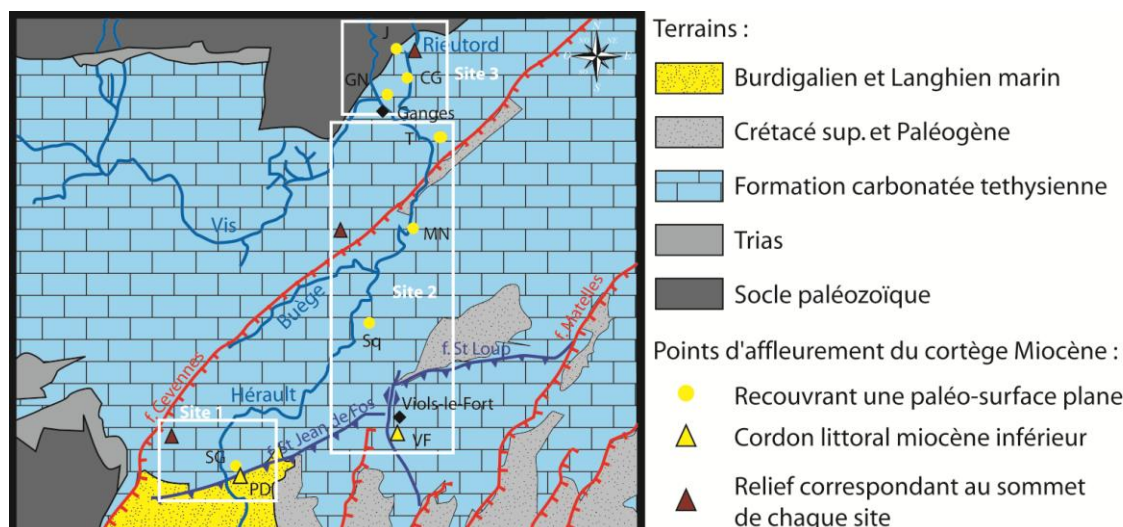


Figure 2.55 : localisation des sites décrits dans le texte concernant l'évolution du niveau de base entre le Burdigalien et l'actuel. SG : Saint Guilhem-le-Désert, PD : Pont du Diable, VF : Viols-le-Fort, Sq : montagne de la Suque, MN: Moulin neuf, T: massif du Taurac, GN : Gourdon Nord, CG : Camps de la Guerre, J : massifs des Jumeaux.

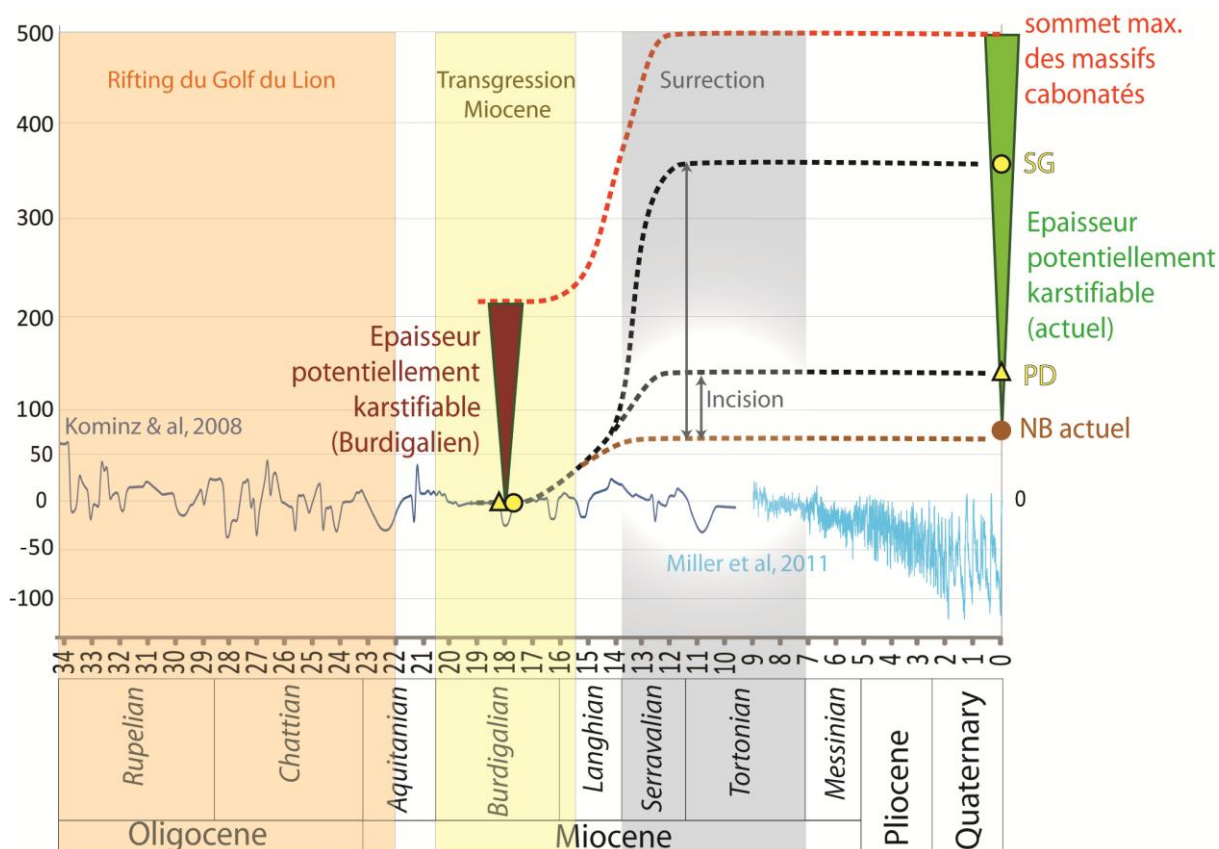


Figure 2.56 : Diagramme de l'évolution du niveau de base depuis le Miocène inférieur (Burdigalien) à l'actuel, pour le site 1 (voir position sur la figure 12). Pour ces deux époques sont reportés les marqueurs du niveau marin (triangle jaunes) et le niveau de base à terre (ronds jaunes), et l'épaisseur maximum potentiellement karstifiable des massifs carbonatés comprise entre le sommet des massifs environnants et le niveau de base local de l'époque (triangles à l'envers).

Le report de ces altitudes sur le diagramme de la figure 2.56, montre clairement que le niveau de base actuel se situe 70m au-dessus du niveau de base Miocène, pour un niveau eustatique comparable. Ceci est parfaitement logique, puisque la zone étudiée se situe actuellement en condition continentale, elle se situe donc désormais au-dessus du niveau zéro.

En revanche, on observe que les marqueurs de l'ancien niveau de base miocène situés sur la paléo-surface se trouvent 280m au dessus du niveau de base actuel et que les marqueurs de l'ancien niveau de la mer se trouvent 70m au-dessus du niveau de base actuel.

Cela signifie que le niveau de base a chuté depuis le Miocène par rapport à ces marqueurs. Puisque le niveau marin Burdigalien-Langhien équivaut à celui d'aujourd'hui, selon Kominz et al. (2008), on déduit que cette chute du niveau de base n'est pas contrôlée par l'eustatisme. Elle est donc liée à un facteur géodynamique qui a permis à l'ensemble de la zone d'être surélevée afin d'enfoncer le niveau de base au sein du massif.

Il faut noter que les marqueurs marins miocènes et les marqueurs continentaux de la paléo-surface ne subissent pas la même quantité de surrection, puisque les marqueurs marins se retrouvent actuellement 210m plus bas que les marqueurs continentaux. Il est donc probable que ces deux localités aient subi des mouvements verticaux d'ampleur différente.

Néanmoins, lors de l'abaissement du niveau de base au sein des massifs carbonatés, l'épaisseur maximale de massifs karstifiés, contrôlée par la différence d'altitude entre les sommets carbonatés environnants et le niveau de base, a augmenté, passant d'une épaisseur moyenne de 150m au cours du Miocène inférieur à 430m aujourd'hui. Ces valeurs ne tiennent pas compte de l'érosion ni d'une potentielle ablation des sommets carbonatés, il est donc possible que l'épaisseur maximale potentiellement karstifiable au Miocène soit sous-estimée; mais nous n'avons pas les moyens de la quantifier.

En revanche, il est évident que le niveau de base a chuté, permettant à l'Hérault d'inciser les massifs carbonatés d'une hauteur de 280m.

Le deuxième site (fig 2.55), englobe une zone d'étude qui s'étend du massif du Taurac au Nord jusqu'à la montagne de la Suque au Sud. Si on replace les différentes altitudes des paléo-surfaces qui encadrent le cours de l'Hérault et qui présentent le dépôt d'un cortège cévenol, on obtient plusieurs valeurs d'altitudes qui s'échelonnent de 174m, 340m et 369m (respectivement MN, Sq et T sur la figure 2.55). Le niveau de base de l'Hérault pour cette région s'établit entre 130 et 135m.

Afin de reporter la paléo-altitude de ces paléo-surfaces au cours du Miocène inférieur, on calcule le potentiel altitudinal acquis à l'époque par ces paléo-surfaces (NB_i sur fig 2.57) selon la translation du niveau de base illustré par la figure 2.57. La valeur moyenne altimétrique de ces surfaces avoisine les 60m au-dessus de la mer miocène.

De la même manière que pour le site n°1, on voit sur la figure 2.58 que le niveau de base actuel se situe sous les marqueurs du niveau de base miocène, mettant ainsi en évidence la chute du niveau de base qui semble se généraliser, sur l'ensemble du profil amont-aval. La conséquence est là aussi géodynamique, puisque cette chute du niveau de base est impossible à corréliser avec les variations eustatiques.

En revanche, on remarque que les différences altimétriques acquises par ces paléo-surfaces par rapport au niveau de base ne sont pas négligeables. En effet, du Sud au Nord, on observe 210m à la Suque, 44m sur le relief Sud du bassin de Montoulieu et 239m au niveau du massif du Taurac. Ces

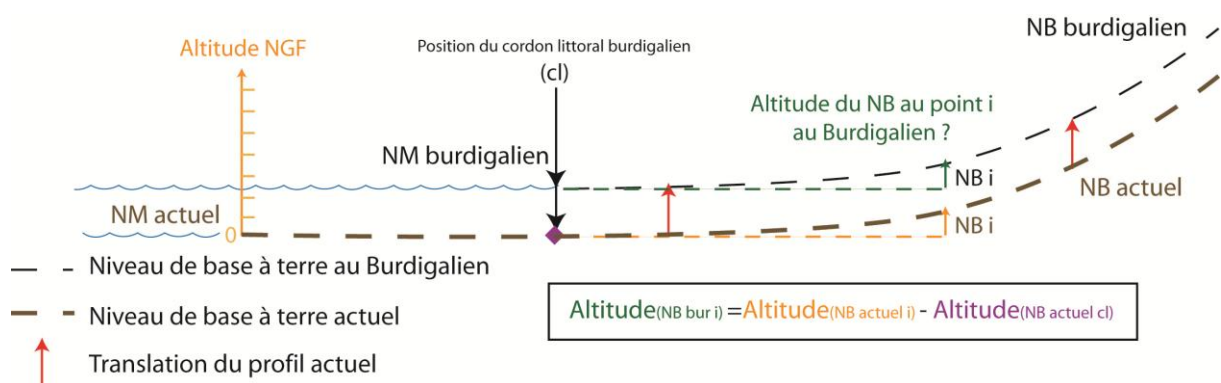


Figure 2.57 : Schéma explicatif de la méthode pour calculer l'altitude (NGF) du niveau de base à terre, au Burdigalien. Pour un endroit donné i , l'altitude du niveau de base au point i au Burdigalien est calculée en soustrayant la valeur d'altitude du niveau de base actuel au point i , par la valeur de l'altitude du niveau de base actuel au niveau du cordon littoral burdigalien (i.e. 70m).

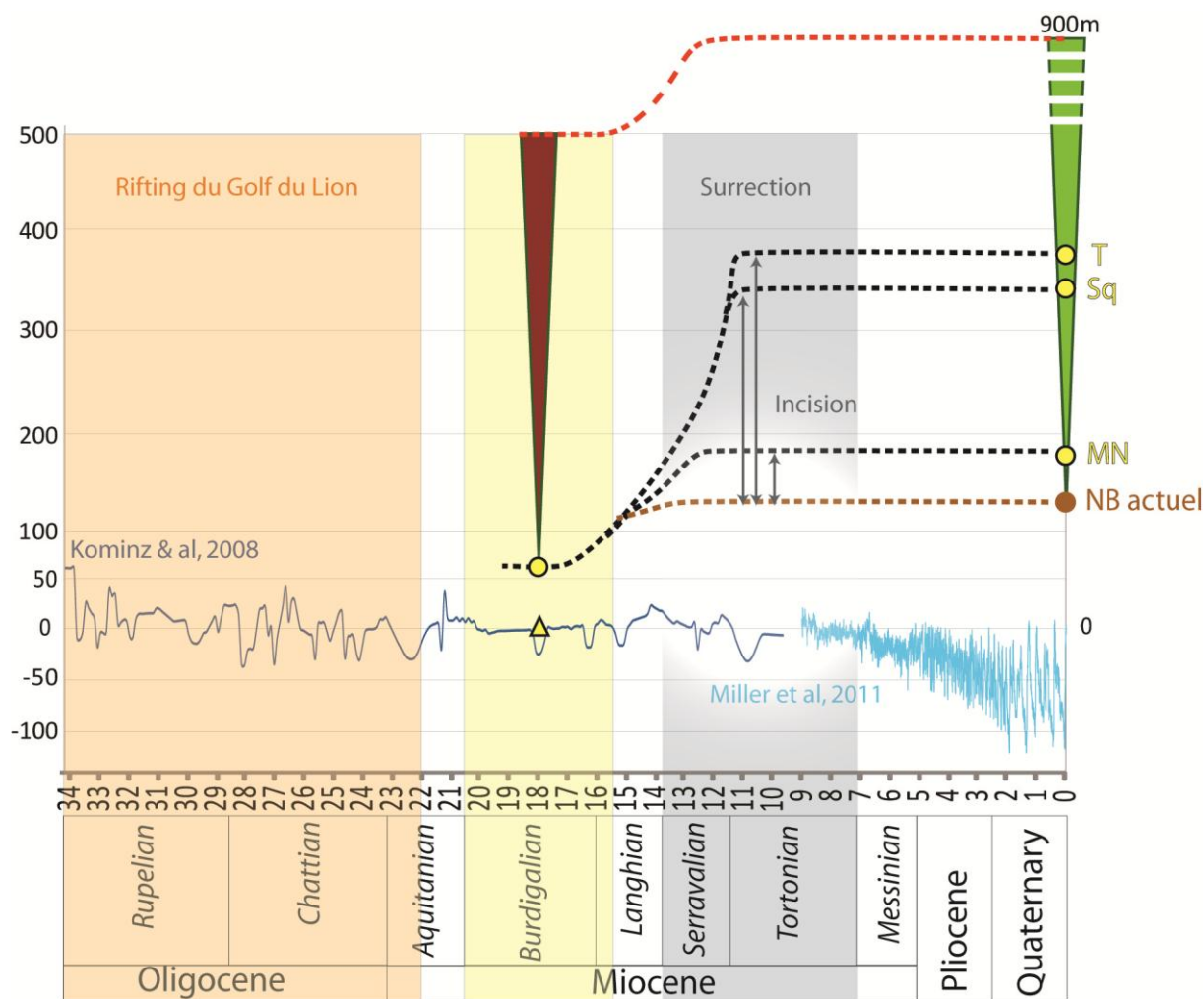


Figure 2.58 : Diagramme de l'évolution du niveau de base depuis le Miocène inférieur (Burdigalien) à l'actuel, pour le site 2 (voir position sur la figure 2.55). Même légende que figure 2.56.

différences sont discutées dans la suite du chapitre et une hypothèse tectonique sera proposée. A ce propos, l'altitude actuelle du faciès littoral miocène trouvé dans la carrière de Viols-le-Fort est de 250m. Ce faciès étant au niveau de la mer lors de la transgression miocène, on peut d'ores et déjà prouver que le causse de Viols-le-Fort s'est surélevé de 250m au cours de son évolution post-Miocène inférieur.

On note dans ce cas là aussi, une augmentation généralisée de l'épaisseur des massifs karstifiés qui s'acquiert entre le Miocène inférieur et l'actuel.

Le troisième et dernier site décrit dans ce travail (fig 2.55), se situe au Nord du réseau, au niveau des massifs carbonatés en amont de la plaine de Ganges. Sur la figure 2.59, on a reporté l'altitude de quatre paléo-surfaces cévenoles miocènes qui s'échelonnent du Sud au Nord aux altitudes respectives de 177, 350, 439 et 480m. Le niveau de base actuel de l'Hérault se situe en moyenne à 160m. Les massifs carbonatés culminent au Ranc de Banes à 713m.

Selon le même schéma expliqué par la figure 2.57, l'altitude du niveau de base au Miocène inférieur représentée par ces paléo-surfaces était d'environ 90m au-dessus du niveau marin miocène (fig 2.59).

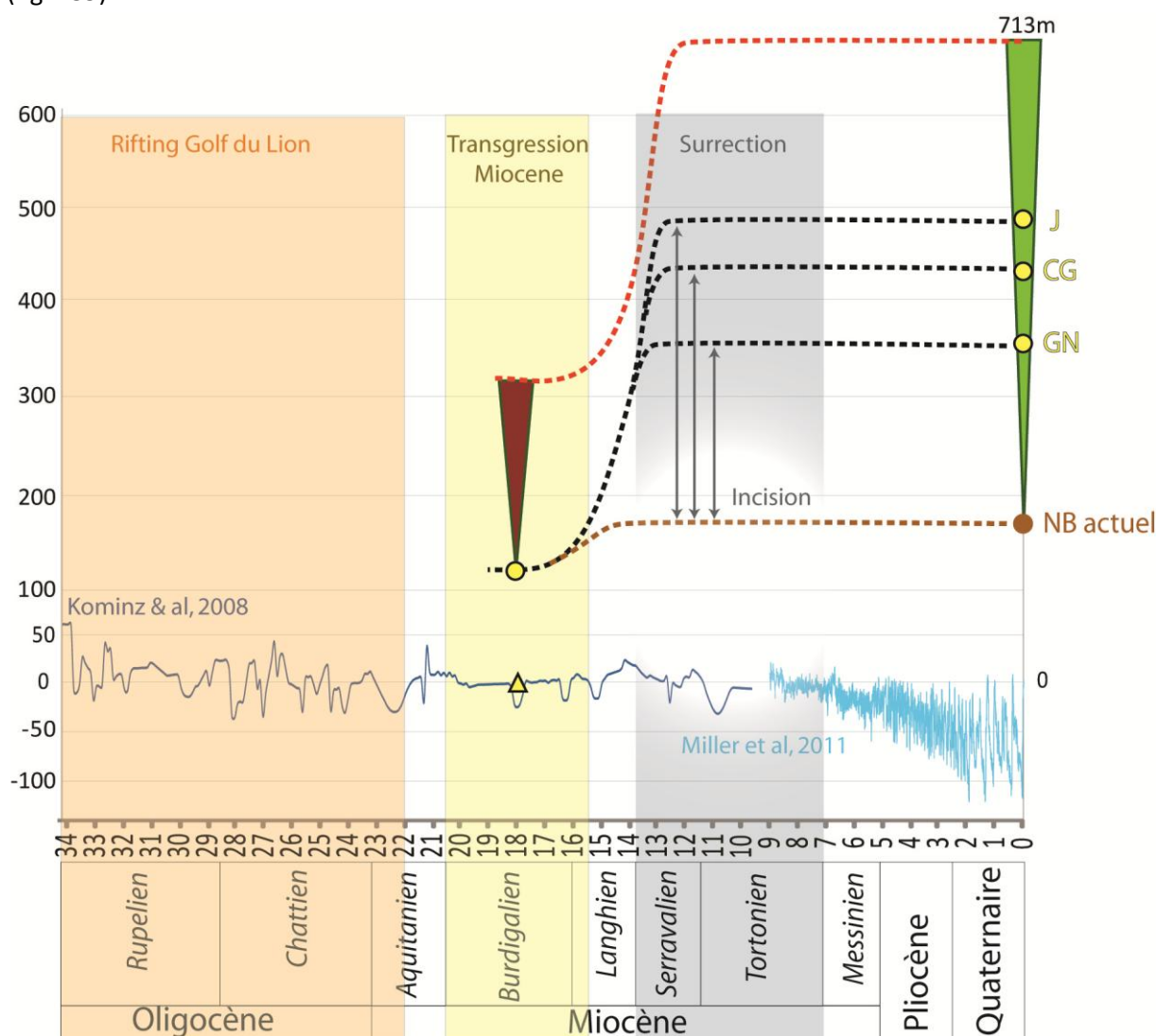


Figure 2.59 : Diagramme de l'évolution du niveau de base depuis le Miocène inférieur (Burdigalien) à l'actuel, pour le site 3 (voir position sur la figure 2.55). Même légende que figure 2.56.

Dans la zone de Ganges, la tendance générale est là-aussi respectée, avec la mise en évidence d'une chute du niveau de base quantifiée jusqu'à plus de 300m, pour la paléo-surface la plus septentrionale. On remarque que dans cette zone l'incision croît du Sud vers le Nord, et permet le développement d'une karstification, au niveau de Ranc de Banes, sur une hauteur de massif qui passe d'un peu plus de 200m au Miocène inférieur, à 550m à l'actuel.

On retiendra, qu'entre le Miocène inférieur et l'actuel se produit un épisode géodynamique qui affecte l'ensemble de la région et produit une surrection générale enregistrée par la chute du niveau de base. Cette chute du niveau de base, entraîne la formation de profonds canyons dont la hauteur peut dépasser 400m, ainsi que le développement d'un système karstique sur une hauteur de massifs carbonatés au moins aussi importante.

5.4. CAUSES : GEODYNAMIQUE

L'incision des canyons du Languedoc a déjà fait l'objet de plusieurs études et l'âge proposé pour cette incision a évolué au cours du temps. Dubois (1985) proposait un âge Quaternaire et Séranne et al. (2002) proposent un âge Miocène supérieur (Serravalien-Tortonien). Dans le paragraphe de datation précédent, les arguments de terrain montraient que cette chute du niveau de base pourrait s'être acquise au Serravalien-Tortonien, juste après la régression languedocienne.

L'incision qui affecte les cours d'eau du versant Méditerranéen, affecte de manière similaire les cours d'eau du versant Atlantique au niveau des Cévennes et des grands Causses, ce qui exclut l'hypothèse d'une incision miocène terminale, liée à l'assèchement de la Méditerranée au cours de l'évènement messinien (Ambert, 1991). On ne peut pas non plus attribuer cette incision aux variations glacio-eustatiques du Quaternaire, qui n'ont pas dépassé plus de 200m d'amplitude (selon Miller et al. (2011) pour des valeurs minimale et 120 m selon Haq et al. (1987)), alors que le maximum d'incision observé, atteint ici plus de 400m. De plus on a mis en évidence dans le paragraphe précédent, que ces variations étaient liées à une surrection.

Les causes de cette surrection ne sont pas clairement démontrées, mais on peut émettre l'hypothèse qu'elle est due à un changement de cinématique dans le Golfe du Lion. Deux hypothèses peuvent être proposées :

- changement de direction de contraintes intraplaques lors du saut de zone d'accrétion dans les bassins d'arrière arc de la Méditerranée Nord Occidentale (Kastens et al., 1988; Sartori, 1990);
- mouvements asthénosphériques avec échauffement de la lithosphère sous le sud de la France (Granet et al., 1995; Barruol & Granet, 2002), produisant un uplift, et dont le volcanisme Miocène du sud du Massif Central (Dautria et al., 2010) serait l'illustration de surface.

Le report des valeurs d'incision détaillées sur une coupe schématique NS (figure 2.60), permet de proposer une hypothèse sur la répartition de ces valeurs. Cette coupe met en évidence des décalages et de rotations vers le nord de la paléo-surface, contrôlées par des failles. Ceci indique une tectonique localisée au niveau des failles héritées des anciens épisodes tectoniques (pyrénéen et ouverture du golfe du Lion), et suggère une composante extensive associée à la surrection.

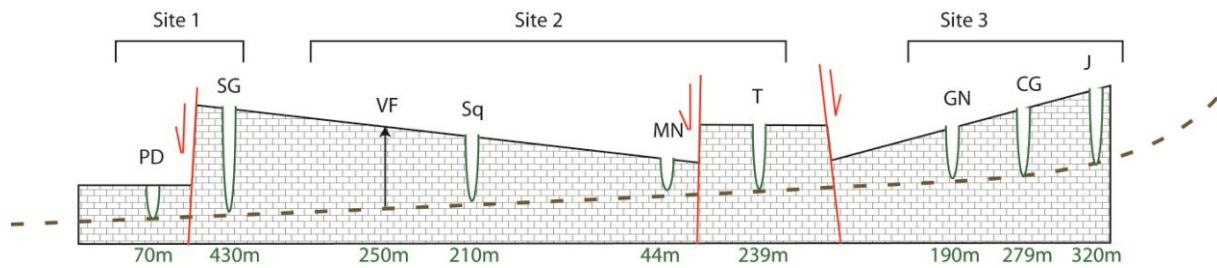


Figure 2.60 : Coupe schématique Nord-Sud présentant l'incision des paléo-surfaces. Ces valeurs d'incision des sites étudiés (voir localisation, figure 11) permettent de mettre en évidence une tectonique extensive lors de la surrection, localisée au niveau de failles induisant le basculement de ces paléo-surfaces.

On remarque que la projection du site de Viols-le-Fort, qui présente un faciès de cordon littoral Miocène inférieur à aujourd'hui 250m NGF, s'inscrit parfaitement dans la coupe (fig 2.60), entre les deux valeurs d'incision de St Guilhem-le-Désert (SG) et la Montagne de la Suque (Sq). Cela montre bien que les valeurs d'incision des canyons correspondent à l'ordre de grandeur de la surrection.

6. SYNTHÈSE

La présentation et la démonstration de la formation de ces 3 paléokarsts créés par les mouvements géodynamiques, nous amènent sur des schémas de formation bien loin des modèles des années 70-80 qui proposaient des âges de formation des paléokarsts de la région, extrêmement récents, notamment Plio-Pléistocène (Fabre, 1989), et causés essentiellement par les variations eustatiques.

L'identification des différents épisodes de karstification dans la région est permise grâce à la distinction des remplissages paléokarstiques. Si la karstification est une forme de destruction (par dissolution) de l'enregistrement géologique carbonaté, elle est aussi à l'origine de la création de marqueurs permettant de reconstruire l'histoire de la plateforme carbonatée post-dépôt : la karstification est le témoin direct d'une baisse du niveau de base (Mocochain, 2007; Piccini & Landellin, 2011) et son remplissage sédimentaire fossilisant la karstification peut être le marqueur de cette baisse du niveau de base, ou bien peut être déposé lors de la remontée du niveau de base.

Les variations du niveau de base sont contrôlées par 2 différents facteurs qui sont l'eustatisme et la géodynamique. On distinguera au sein du facteur géodynamique, deux causes de variations du niveau de base : i) les mouvements verticaux (surrection et subsidence) induisant une réponse directe du niveau de base et ii) la formation de bassins endoréiques dont le niveau de base est contrôlé par la présence d'un corps d'eau local (lac ou mers intérieures). En résumé, dans le cas des karsts gravifiques, la karstification se produit lorsqu'un domaine carbonaté subit une régression eustatique, une surrection tectonique (ou rebond isostatique) ou lors d'un assèchement d'une mer intérieure.

De cette observation, découle une première conclusion qui concerne l'ampleur de l'épaisseur de karstification suivant les 3 facteurs de karstification (fig 2.61). Cette épaisseur de karstification étant fonction de l'amplitude de la perturbation de ces facteurs, les plus grands épisodes de karstification, générant une épaisseur importante de massifs carbonatés karstifiés, sont provoqués par les surrections tectoniques ou lors de la création d'un bassin endoréique soumis à assèchement. En effet les variations eustatiques sont généralement inférieures à 200 mètres (Haq et al, 1987; Miller et al, 2005; Kominz et al, 2008; Miller et al., 2011), alors qu'on connaît des surrections dépassant plusieurs kilomètres (Barbarand et al., 2001; Liu et al., 2013) et des assèchements de mer intérieure entraînant une karstification sur plus d'un kilomètre (Hsü et al., 1973; Ryan, 1976; Clauzon, 1982).

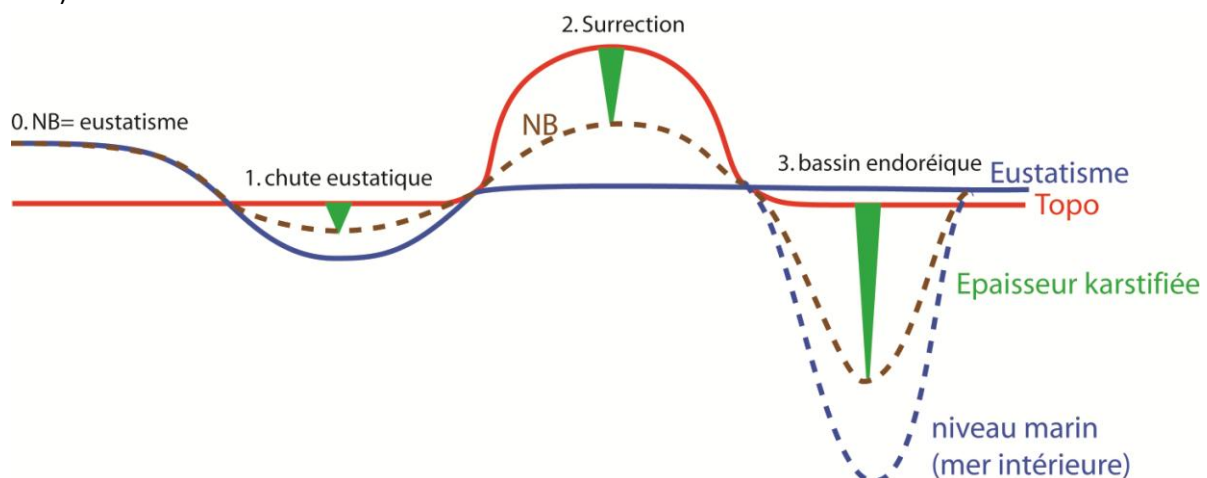


Figure 2.61 : Représentation schématique des amplitudes de variation du niveau de base suivant le facteur qui les induit et épaisseur potentiellement karstifiée qui en découle.

En revanche, on remarque que lors d'une variation du niveau de base, et quel que soit le facteur provoquant cette variation, le niveau de base ne varie pas de la même amplitude tout au long du profil amont-aval.

Selon les observations faites dans cette étude sur l'enregistrement des variations du niveau de base par les paléokarsts, on remarque une forte corrélation entre la distribution de l'épaisseur de karstification et la cause des variations du niveau de base.

Dans le cas des paléokarsts qui enregistrent une karstification provoquée par une surrection, on remarque que la chute du niveau de base est corrélable avec le quotient de surrection s'appliquant en un point du profil. En effet, les deux paléokarsts étudiés dans ce chapitre, le paléokarst des bauxites et du Miocène enregistrent une surrection plus importante au Nord qu'au Sud, dont la conséquence directe est la répartition de la karstification, ainsi que la répartition de l'épaisseur de massifs karstifiés. Le cas le plus flagrant concerne le paléokarst des bauxites, dont la surrection de plus de 1000m permet, au Nord, d'éroder les bauxites primaires et de karstifier les massifs carbonatés notamment au niveau des Grands Causses; alors qu'au Sud, la topographie se trouve sous le niveau de base, permettant le dépôt des bauxites détritiques et plus au Sud encore, de conserver les bauxites primaires, qui n'ont été que très peu affectées par la surrection.

Durant le Miocène inférieur, la surrection qui soulève le Nord de la région, induit localement des ruptures tectoniques qui permettent le basculement de la paléo-topographie. Ces ajustements géodynamiques complexifient cette règle en permettant à des zones du profil en aval d'être plus karstifiées que certaines zones en amont. Mais malgré ces bouleversement locaux, on voit la même tendance générale qui se dessine avec un maximum de karstification dans les zones soumises à surrections.

Dans le cas du facteur eustatique, les oscillations de l'océan mondial contrôlent les variations du niveau de base, avec la mise en évidence d'un point d'inflexion au sein des profils en long des cours d'eau. Ce point d'inflexion appelé le knickpoint (Johnson, 1935; Foster, 2012), permet de suivre l'érosion régressive liée à la chute du niveau de base qui remonte le profil en long depuis le rivage (fig 2.62). On remarque que le potentiel de karstification est plus important au niveau du trait de côte et diminue vers l'amont.

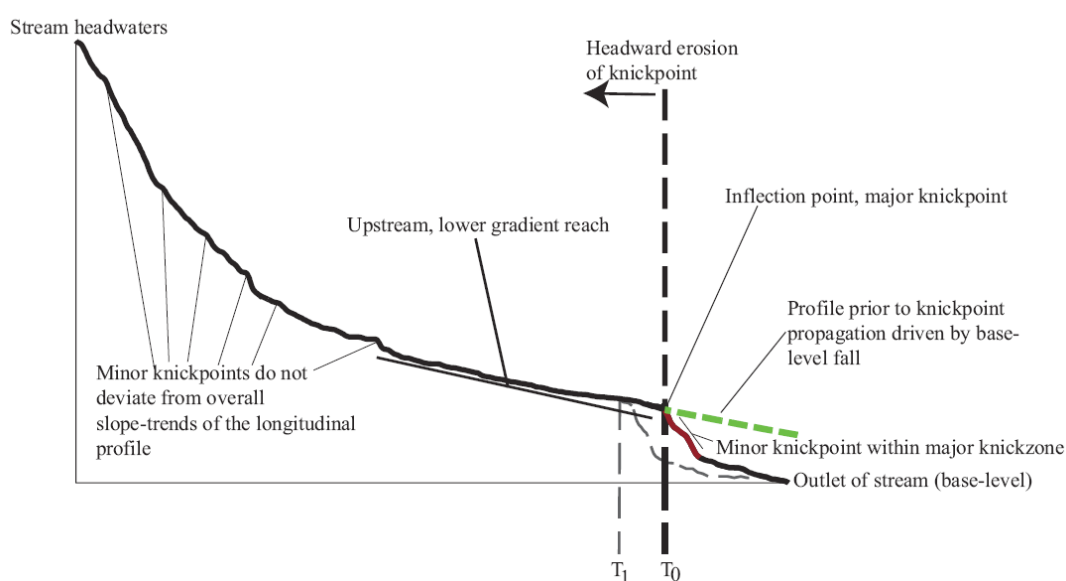


Figure 2.62: Schéma présentant la réorganisation du profil amont-aval suite à une chute de niveau marin selon Foster & Kelsey (2012). Le knickpoint majeur ou point d'inflexion, recule vers les terres par érosion régressive afin de permettre au profil en long du cours d'eau de retrouver un équilibre avec le niveau de base.

Lors de la formation d'un bassin endoréique, l'assèchement de ce bassin produit une distribution de la karstification similaire à celle d'une régression, puisque la variation du niveau de base s'initie donc, comme dans le cas d'une chute eustatique, à partir de la côte. Cela s'observe très bien dans le cas de la crise Messinienne (Clauzon, 1982; Lofi, 2002; Gargani, 2005).

Selon les observations tirées de cette étude, on peut représenter schématiquement la réponse du niveau de base le long d'un profil amont-aval face à un changement eustatique ou géodynamique selon l'origine de la perturbation (fig 2.63).

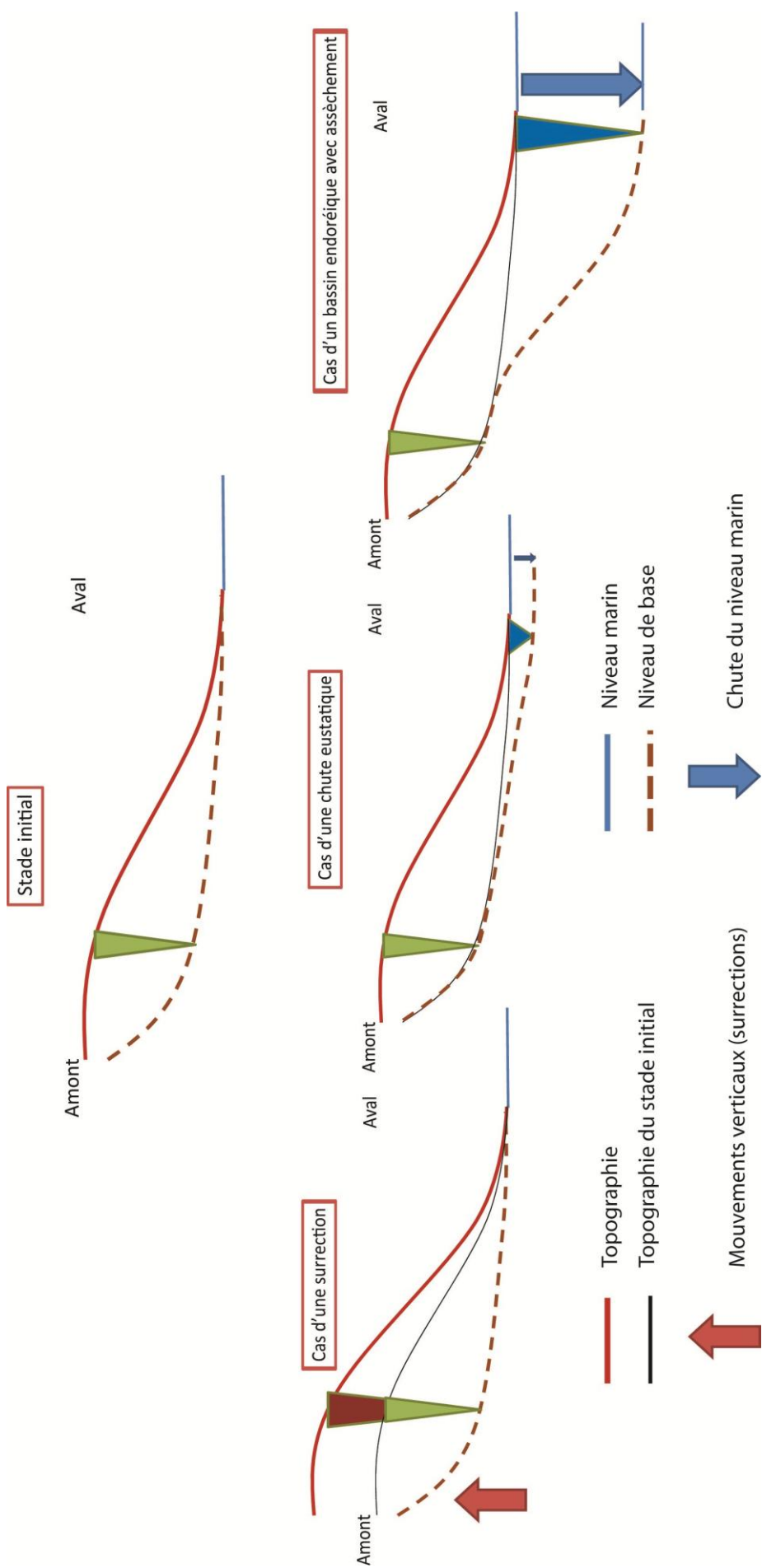
En revanche, il faut cesser d'attribuer toutes les phases de karstification uniquement aux variations eustatiques et arrêter de quantifier les variations du niveau de base à terre, égales aux variations eustatiques ou marines (Le Strat, In: Dorfliger et al, 2008). Le niveau de base est une surface qui s'organise au sein d'une topographie, le long du profil amont-aval; à l'instant t, il n'est pas le même partout. De cette restriction découle le fait que le potentiel de karstification défini par Aunay et Le Strat (2003) ne peut être quantifié par un même chiffre, pour toute une région à un moment donné. Lorsque ces auteurs parlent d'un potentiel de karstification de -1500m comme conséquence directe de l'évènement messinien, le terme employé n'est pas le bon pour les raisons suivantes :

- le potentiel de karstification ne désigne pas une épaisseur karstifiée ni même une épaisseur karstifiable (Mangin, 1975; Bakalovicz, 1986),
- le niveau marin, qui chute de plus de 1500m au centre du bassin méditerranéen n'induit pas à terre 1500m d'épaisseur karstifiée au sein des massifs carbonatés car i) le niveau de base n'a pas pu chuter de -1500m à terre, cette chute est plus faible, du fait de l'organisation du niveau de base sur le continent; et ii) d'autres facteurs limitant peuvent intervenir dans l'organisation amont-aval du niveau de base, comme la position et la géométrie 3D des massifs carbonatés et leur relation avec les formations imperméables sous forme de sédiments couvertures ou d'intervalles stratigraphiques non karstifiables au sein des massifs carbonatés. Leurs dispositions au sein du profil amont-aval contrôlent la position des exutoires sur lesquels se calent les écoulements et le niveau de base karstique, et joue un rôle majeur dans la distribution de la karstification.

Cette prise en compte "géologique" du karst est d'autant plus importante dans les régions qui ont subies une géodynamique importante et polyphasée.

Malgré la confusion des termes, c'est cette méthode que propose Dorfliger et al., (2008) d'adopter pour quantifier les variations du niveau de base au cours du temps afin d'en déduire des épaisseurs de karstification potentielle. C'est donc selon cette méthodologie que les résultats de ce chapitre seront intégrés au modèle géologique 3D de la région présenté ci-après, afin d'en déduire les épaisseurs de karstification le long du profil amont-aval au cours du temps.

Figure 2.63: Illustration schématique de la chute du niveau de base en fonction du facteur à l'origine de la perturbation en référence à un cas initial. Estimation relative de l'épaisseur karstifiable potentielle selon le facteur à l'origine de la chute du niveau de base.



CHAPITRE III: CARACTERISATION GEOMETRIQUE DU SOUS SOL LANGUEDOCIEN



Le Pic Saint Loup, la montagne emblématique du Languedoc montpelliérain

1. INTRODUCTION

Pour faire le lien avec le précédent chapitre dont le but était de caractériser la karstification en surface, il convient de rappeler que l'objectif à atteindre dans cette thèse est de caractériser la karstification en profondeur. Mais avant de caractériser la karstification en profondeur, il faut avant tout appréhender la géométrie du sous-sol Languedocien, afin de connaître la position actuelle des massifs carbonatés les uns par rapport aux autres, ainsi que leurs relations avec les formations couvertures.

Les données disponibles sont des données de surface (observations de terrain et cartes géologiques) et des données ponctuelles en profondeur (forage et sismique). Afin d'obtenir une vision d'ensemble, nous avons fait le choix de construire un modèle 3D géologique pour plusieurs raisons : 1) la construction d'un modèle géologique 3D permet d'obtenir une cohérence sur l'ensemble des données et 2) le résultat de la modélisation nous permettra d'extraire des coupes dans toutes les directions. C'est à partir de ces coupes qui seront restaurées, que la caractérisation de la karstification acquise près de la surface à un moment donné de l'évolution, pourra être extrapolée en profondeur.

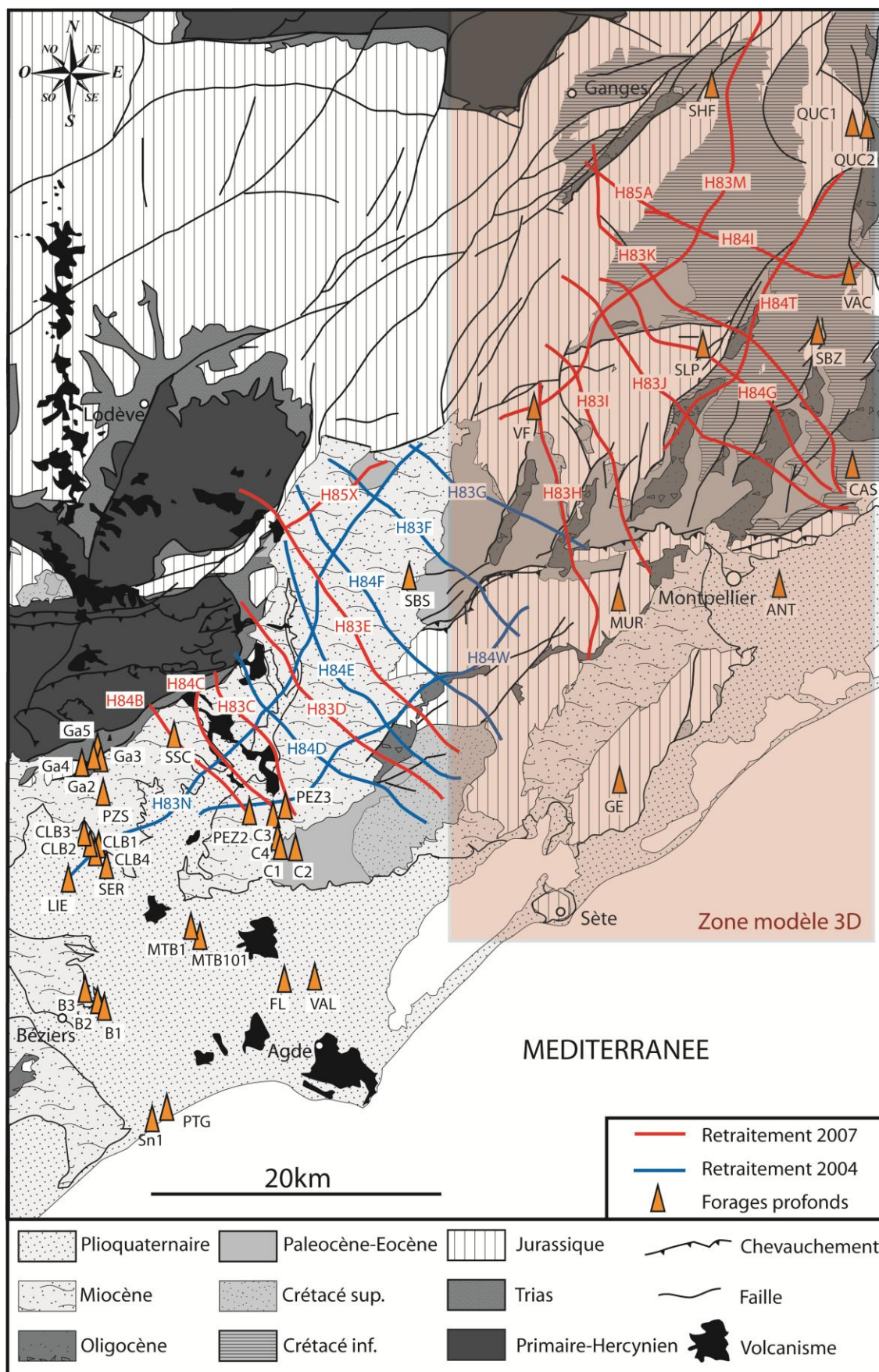
Dans un premier temps, ce chapitre présentera l'interprétation sismique avec comme finalité la construction de coupes sismiques migrées en profondeur. On pourra grâce à cette interprétation, réfléchir à l'élaboration d'un modèle géologique conceptuel qui servira de base à la construction du modèle géologique 3D. Les questions, hypothèses, et résultats amenés par le modèle géologique seront exposés dans la dernière partie du chapitre.

2. INTERPRETATION GEOLOGIQUE DES PROFILS DE SISMIQUE REFLEXION DU LANGUEDOC

Les profils de sismique réflexion mis à disposition pour cette étude ont été acquis en 1983, 1984 et 1985. Les profils sismiques totalisent un parcours de 350 km et couvrent deux grandes zones géographiques et géologiques distinctes: 1) la partie Nord montpelliéraine parcourue par 9 profils sismiques et 2) le bassin de l'Hérault traversé par 13 profils (fig 3.1). Une partie de ces profils, concernant la zone du bassin de l'Hérault, a déjà été interprétée par Maerten et Séranne en 1995 et une autre partie des profils au Nord de Montpellier par Benedicto en 1996. Cette acquisition terrestre étant ancienne, elle a récemment fait l'objet de retraitements par le BRGM, lors du projet "Conseil Général 34" en 2004, puis lors du projet "karsts sous couverture" en 2007 (fig 3.1), conduisant à la réinterprétation des structures extensives du bassin de l'Hérault (Serrano & Hanot, 2005) ainsi qu'à une synthèse bibliographique et méthodologique concernant la zone Nord Montpelliéraine (Dörfliger et al, 2008).

Dans le cadre du présent travail, le but de la réinterprétation des profils n'est pas d'identifier la karstification car la résolution de la sismique est trop faible, mais de contraindre la disposition et la connectivité des formations carbonatées, leur relation avec les formations couvertures ainsi que la géométrie des failles et leur cinématique.

Dans les précédentes interprétations, les structures extensives ont été déjà bien étudiées et documentées (Benedicto, 1996; Maerten & Seranne, 1995; Serrano & Hanot, 2005). Dans cette étude, grâce au récent retraitement de la sismique on peut contraindre de manière plus précise les structures compressives, hormis lorsque le tracé du profil est parallèle à l'axe des structures. Dans



tous les cas ces profils sont de qualité médiocre car ils imagent les formations mésozoïques carbonatées affleurantes. Ce problème vient de la qualité de l'acquisition, et n'est que difficilement améliorée lors du retraitement géophysique. Cependant, il reste nécessaire d'identifier correctement ces structures, afin de quantifier les mouvements verticaux ascendants qu'elles ont induit, favorisant la chute du niveau de base et donc la karstification.

2.1. METHODE D'INTERPRETATION ET DE MIGRATION

Pour les méthodes de migration temps/profondeur, que ce soit pour convertir les forages en temps double ou migrer les profils en profondeur, les calculs de conversion sont basés sur les vitesses de stack. Les vitesses de stack sont déduites lors de l'analyse du signal sismique au moment du traitement. Elles donnent une vitesse moyenne de la propagation des ondes dans les sédiments, mais ne donnent pas la vraie vitesse. La pertinence de cette méthode a donc été vérifiée par comparaison avec deux forages (VAS_1 et CAS_1), situés à proximité de profils sismiques, qui ont fait l'objet d'un log sismique. A titre d'exemple, le graphique ci-dessous (fig 3.2) représente les courbes de vitesse tirées de l'outil sonique fourni avec le rapport du forage de Castries_1, sur lequel a été reporté la courbe des vitesses de stack (en rouge) donné pour le point le plus proche du forage, le *Common Middle Point* ou CMP 80 du profil H83K (fig 3.1 et 3.9). La courbe des vitesses de stack ne donne pas la valeur exacte des vitesses des formations, mais permet d'estimer une valeur moyenne que l'on peut donc utiliser pour passer du temps double en profondeur et vice versa.

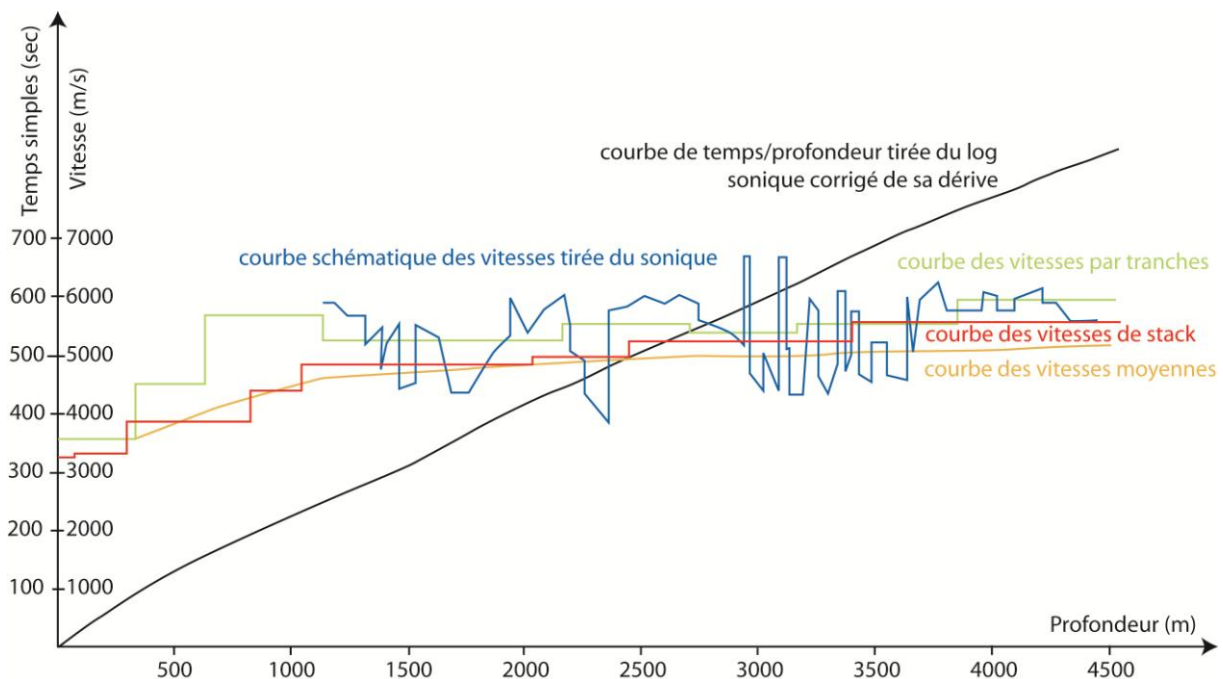


Figure 3.2 : Graphique représentant les courbes de vitesses déduites du log sonique du forage de Castries (CAS_1, voir figure 3.1). La courbe de temps /profondeur tirée du log sonique (en noir) permet de calculer la vitesse de propagation des ondes dans les différentes formations traversées par le forage (en bleu), et d'en déduire des vitesses de tranche (en vert) ainsi que la vitesse moyenne (en jaune). La courbe des vitesses de stack (en rouge) donné pour le profil H83_K au CMP 80 (point le plus proche du forage CAS_1) est reportée sur ce graphique, afin de vérifier leurs pertinences.

L'interprétation des profils sismiques est calibrée à partir des données de surface (cartes géologiques au 1/50 000 du BRGM) ainsi que des forages d'exploration pétrolière convertis en temps doubles et projetés sur les profils (fig 3.3).

Les log stratigraphiques donnés par les forages pétroliers peuvent être migrés si ces puits ont été équipés d'un log sonique. Dans le cas où cette acquisition n'a pas été faite lors des mesures pétro-physiques de diagrapie en forage, les forages peuvent être convertis grâce aux vitesses de stack.

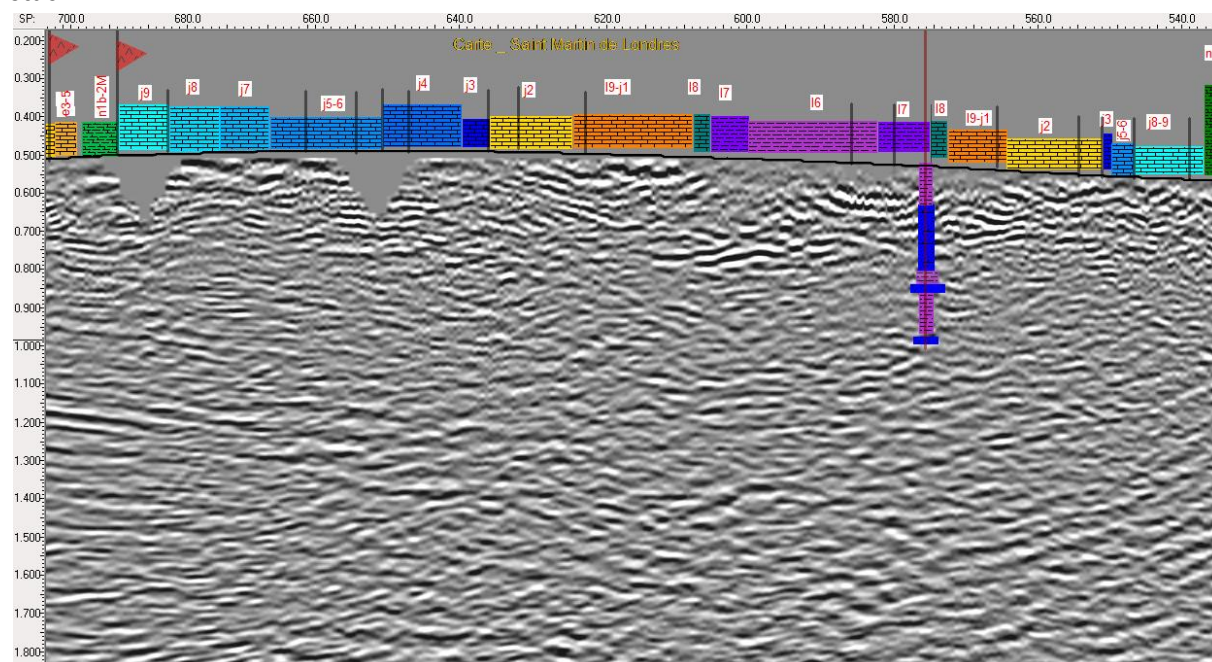


Figure 3.3 : Report de la lithologie des terrains traversés par le profil en surface et projection de la lithostratigraphie du forage du Pic Saint Loup (SLP_1, voir figure 1) sur le profil H84_G (les couleurs de la lithologie du forage projetée, ne correspondent pas aux couleurs des terrains en surface).

On détaille dans l'exemple suivant, la méthodologie de la migration en temps double du forage de Vacquières avec les vitesses de stack, afin d'interpréter le profil H84_I :

Le tableau 3.1 présente la loi de vitesses de stack pour le CMP 80 du profil H84_I (en bleu), à partir de laquelle on peut calculer des épaisseurs d'intervalles et leurs profondeurs cumulées (en rouge).

Grâce à cette loi temps /profondeur, le log du forage peut donc être découpé selon les hauteurs d'intervalle attribuées à des vitesses de stack et migré en profondeur (tableau 3.2), afin d'obtenir des tranches de temps double correspondant aux épaisseurs des formations que l'on cherche à distinguer. Ces épaisseurs sont ensuite reportées sur les profils sismiques et calées en fonction de l'amplitude des réflecteurs, sachant que plus l'amplitude des réflecteurs est forte, plus le contraste de densité entre 2 formations est important.

Tous les profils ne sont pas calibrés avec des forages, mais la faible densité de forage sur la zone étudiée est compensée par le fait qu'il n'existe aucun profil indépendant et qu'ils se recoupent tous. Ainsi les points de croisement permettent de garder un ensemble cohérent dans l'interprétation.

t(ms) ²	V(m/s)	Hauteur d' intervalle (m)	Profondeur réelle (m)
0			0
100	3514	175,7	175,7
325	4136	465,3	641
650	5591	908,5375	1549,5375
875	5957	670,1625	2219,7
1225	6211	1086,925	3306,625
1425	6310	631	3937,625
1725	6324	948,6	4886,225
2050	6357	1033,0125	5919,2375
2500	6403	1440,675	7359,9125
3500	6470	3235	10594,9125
5500	6299	6299	16893,9125
7500	6219	6219	23112,9125
8000	6206	1551,5	24664,4125

Tableau 3.1 : Loi de vitesse de stack pour le CMP 80 du profil H84_I (en bleu) ainsi que les profondeurs calculées et déduites de cette loi (en rouge)

log stratigraphique		profondeur des formations		V(m/s)	t(s)	t(s ²)	tcumulé (s ²)	ep.sedim en sismique	
Z (m)	Formation								
0-186	Berriasien	0	175,7	3514	0,05	0,1	0,1	Crétacé :	0,10498066
		175,7	186	4136	0,002490329	0,004980658	0,104980658		
186-464	Portlandien-Kim.	186	464	4136	0,0672147	0,1344294	0,239410058	Jur.sup	0,25400253
464-736	Sequanien-Rauracien	464	641	4136	0,042794971	0,085589942	0,325		
		641	736	5591	0,016991594	0,033983187	0,358983187	Dogger	0,10302272
736-821	Argovien	736	821	5591	0,015203005	0,03040601	0,389389197		
821-851	Oxfordien	821	851	5591	0,005365766	0,010731533	0,40012073		
851-942	Callovien	851	942	5591	0,016276158	0,032552316	0,432673046		
942-991	Bathonien	942	991	5591	0,008764085	0,01752817	0,450201216		
991-1109	Bajocien-Aalenien	991	1109	5591	0,021105348	0,042210696	0,492411912	Lias marneux	0,09837238
1109-1035	Aalenien	1109	1135	5591	0,004650331	0,009300662	0,501712574		
1135-1212	Toricien	1135	1212	5591	0,013772134	0,027544268	0,51995618		
1212-1410	Domerien	1212	1410	5591	0,035414058	0,070828117	0,590784296	Lias calcaire	0,13938718
1410-1471	Pliensbachien	1410	1471	5591	0,010910392	0,021820783	0,61260508		
1471-1554	Sinemurien	1471	1550	5591	0,014129852	0,028259703	0,640864783		
		1550	1554	5957	0,000671479	0,001342958	0,642207741	Trias	0,24834201
1554-1816	Hettangien	1554	1816	5957	0,04398187	0,08796374	0,730171481		
1816-1841	Rhétien	1816	1841	5957	0,004196743	0,008393487	0,738564967		
1841-2570	Trias Indif.	1841	2220	5957	0,063622629	0,127245258	0,865810225	Socle	0,36447906
		2220	2570	6211	0,056351634	0,112703268	0,978513493		
2570-3035	Permien	2570	3035	6211	0,074867171	0,149734342	1,128247836		
3035-3590	Viseen	3035	3306	6211	0,043632265	0,087264531	1,215512366		
		3306	3590	6310	0,045007924	0,090015848	1,305528214		
3590-3708,2	Devonien sup.	3590	3708,2	6310	0,018732171	0,037464342	1,342992557		

Tableau 3.2 : Conversion en temps double des épaisseurs de formation du log stratigraphique de Vacquières à l'aide des vitesses de stack du CMP 80 (tableau 2).

Une fois les horizons correspondant au toit des formations que l'on cherche à distinguer, propagés sur tous les profils, sous le logiciel Kingdom Suite™, les profils peuvent être migrés en

profondeur. **Afin de distinguer le résultat de cette conversion, les profils sismiques (en temps double) migrés en profondeur seront appelés *coupes sismiques*.**

La migration en profondeur se fait grâce aux vitesses de stack, qui bien qu'approximatives, restent correctes. Pour chaque CMP où les vitesses de stack sont disponibles, la conversion est donc faite pour tous les horizons se retrouvant à l'aplomb de ces CMPs. La valeur en temps double est pointée pour chaque réflecteur représentant le toit des formations prises en compte pour la construction des coupes et migrée avec les lois de vitesses stack (tableau 3.3).

horizon	t(ms) ²	V(m/s)	hauteur d'interval (m)	pfd réelle (m)
	0			0
Floatin Datum	4	3514	7,028	7,028
	100	3514	168,672	175,7
top Jurassique	132	4136	66,176	241,876
	325	4136	399,124	641
top Dogger	377	5591	145,366	786,366
top Lias marneux	483	5591	296,323	1082,689
top Lias calcaire	635	5591	424,916	1507,605
	650	5591	41,9325	1549,5375
top Trias	800	5957	446,775	1996,3125
faille corconne	874	5957	220,409	2216,7215
	875	5957	2,9785	2219,7
faille corconne	1058	6211	568,3065	2788,0065
top socle	1090	6211	99,376	2887,3825
	1225	6211	419,2425	3306,625
	1425	6310	631	3937,625
	1725	6324	948,6	4886,225
	2050	6357	1033,0125	5919,2375
	2500	6403	1440,675	7359,9125
	3500	6470	3235	10594,9125
	5500	6299	6299	16893,9125
	7500	6219	6219	23112,9125
	8000	6206	1551,5	24664,4125

Tableau 3.3 : Exemple de migration en profondeur des horizons, correspondant aux toits des formations du profil H84_I à l'aplomb de CMP 80.

2.2. INTERPRETATION

2.2.1. Séquences sismiques

Il existe une relation étroite entre la fréquence des ondes émises, la résolution verticale du profil sismique résultant et la pénétration du système (profondeur dans le sous-sol jusqu'à laquelle il sera possible d'obtenir de l'information). Ainsi :

- plus la fréquence d'émission est haute, plus la résolution est grande, plus la pénétration est faible,
- plus la fréquence d'émission est basse, plus la résolution est faible, plus la pénétration est grande.

La sismique du Languedoc acquise dans les années 80 est une sismique de basse résolution (4msTD) et de basse fréquence (11-61 Hz), pour une pénétration de quelques kilomètres ; le but étant d'imager la structure profonde des bassins.

Il est donc difficile à cette échelle de résolution de définir des séquences sismo-stratigraphiques, cette sismique ne permettant pas d'étudier finement la sédimentation. Mais on peut quand même distinguer les grandes séquences sismiques correspondant aux formations lithologiques de la région (figure 3.4):

Unité U9 : l'unité du socle est caractérisée par une absence de structures visibles, et un faciès sismique chaotique. Cette unité est attribuée à un âge et à une lithologie Paléozoïque indifférenciés, englobant les roches métamorphiques hercyniennes et les bassins sédimentaires primaires.

Unité U8 : le faciès sismique de l'unité du Trias est fortement chaotique dans l'ensemble, hormis sur quelques portions de profil où il présente des réflecteurs semi-parallèles. Cette hétérogénéité de faciès peut s'expliquer par la nature de cette formation composée en partie par des évaporites et des argiles, lui conférant une propriété fluente. Cet intervalle correspond au principal niveau de décollement de la région qui permet la déformation de la couverture. C'est donc une formation sollicitée par les déformations tectoniques, pouvant expliquer son aspect souvent chaotique caractéristique. Lorsque cette formation n'est pas déstructurée, elle présente un faciès sismique semi-parallèle à fort contraste lié à sa grande diversité lithologique, qu'on peut par exemple observer dans la partie nord du profil H83_M (fig 3.8).

Unité U7 : l'unité U7 attribuée au Lias calcaire possède un faciès sismique hétérogène, avec quelques réflecteurs subparallèles, noyés dans une matrice chaotique. En forage, la lithologie du Lias calcaire est relativement homogène, hormis le timide contraste lithologique entre le Pliensbachien (calcaire argileux) et le Sinémurien et Hettangien (calcaire franc et dolomie), ce qui pourrait expliquer le peu de contraste d'amplitude qui domine au sein de cette unité. En revanche, sa limite supérieure avec l'unité suivante U6 est caractérisée par un réflecteur de forte amplitude qu'on peut suivre à l'échelle régionale. L'amplitude de ce réflecteur est liée à l'important contraste rhéologique de densité entre ces deux unités.

Unité U6 : l'unité du Lias marneux est marquée à sa base par un réflecteur de forte amplitude dû au changement lithologique net entre le Lias calcaire et le Lias marneux. Le faciès sismique de U6 est homogène à l'échelle de la région et caractérisé par des réflecteurs subparallèles. Quand elle est bien imagée, l'unité peut être découpée en 3 parties :

- une partie centrale caractérisée par trois réflecteurs de très forte amplitude qui est attribuée à la formation toarcienne des schistes cartons. Cette forte amplitude peut être expliquée par la lithologie argileuse indurée de cet étage, mais aussi par la présence d'indices gazeux signalés dans les Rapports Fin de Sondage (Vacquières).
- la partie supérieure, composée par l'Aalénien marneux et le Toarcien supérieur, est identifiée grâce à une série de réflecteurs bien marqués et parallèles.
- la partie inférieure composée par le Domérien, de par sa lithologie relativement homogène présente un faciès plus troublé et de plus faible amplitude.


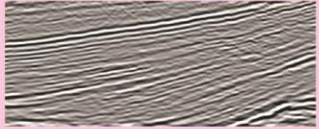








Unité sismo-stratigraphique	Géométrie des réflexions	Continuité des réflexions	Relations entre unités sismo-stratigraphiques	Âge de l'unité	Exemple
U0	Parallèle à semi-parallèle	continue	Drappe l'unité sous jacente U1.	Miocène	 200 ms
U1	Chaotique à semi-parallèle	Discontinue à semi-continue	Unité déformée, limitée latéralement par des surfaces obliques.	Oligocène	 600 ms
U2	Chaotique à semi-parallèle	Discontinue à semi-continue	En onlap sur U3, et tronqué par U1.	Eocène	 240 ms
U3	Parallèle à semi-parallèle	Continue	En on lap à sa base sur U4	Néocomien	 270 ms
U4	Parallèle à semi-parallèle	Continue	Drappe l'unité sous jacente U5. localement tronqué par U2.	Malm	 270 ms
U5	Parallèle à semi-parallèle	Semi-continue	En onlap sur U6.	Dogger	 270 ms
U6	Parallèle à semi-parallèle	Continue	En onlap sur U7. variation d'épaisseur importante.	Lias marneux	 270 ms
U7	Semi-parallèle à chaotique	Continue à semi-continue	En onlap sur U8.	Lias calcaire	 270 ms
U8	Chaotique à semi-parallèle	Semi-continue à discontinue	Unité déformée et faillée, limitée latéralement par des failles. En onlap sur U9.	Trias	 270 ms
U9	Chaotique	Discontinue	Tronquée à son sommet par U8, mais limite avec U8 souvent invisible.	Paléozoïque	 270 ms

Figure 3.4 : Définition des séquences sismiques des unités du Languedoc, images par les profils sismiques de l'Hérault. Le découpage de ces unités est basé sur les attributs sismiques et la nature des interfaces entre séquences. Chaque unité sismique a été attribuée à un intervalle lithostratigraphique, la résolution de la sismique ne permettant pas de faire plus.

Unité U5 : le faciès sismique de l'unité du Dogger ainsi que son épaisseur sont très changeants à l'échelle de la région. Les réflecteurs qui le composent sont sub-parallèles et d'amplitude moyenne à forte. On observe localement des troncatures de réflecteurs et des onlaps, au sein de cette unité.

Unité U4 : l'unité sismique du Malm est constituée par un faciès homogène et une épaisseur quasiment constante à l'échelle de la région. On peut distinguer dans la zone au Nord du bassin de Saint-Martin-de-Londres deux sous-faciès. Le sous faciès inférieur possède des réflecteurs bien

imagés, de plus forte amplitude que le sous faciès supérieur qui, malgré la disposition subparallèle des réflecteurs, du fait d'un contraste d'impédance plus faible, lui donne un aspect plus trouble.

Unité U3 : l'unité du Néocomien, vient clairement recouvrir le toit de l'unité U4 en onlap (fig 3.7). Son faciès sismique est constitué par des réflecteurs continus, subparallèles et bien marqués. Contrairement aux unités précédemment décrites, cette unité sismique est absente sur une grande partie des profils, dans la partie Ouest et Sud-ouest.

Unité U2 : présente dans des bassins, l'unité sismique U2 possède une géométrie de réflecteurs chaotiques à semi parallèles suivant la déformation syn- et post-dépôt qu'elle a subi. L'imagerie de cette unité est aussi pénalisée par la résolution de la sismique. En effet, hormis dans le bassin de Saint-Martin-de-Londres, ses dépôts ne sont pas épais. De plus, on trouve ces dépôts proches de la surface, ce qui peut avoir des conséquences négatives sur l'imagerie en amenant du "bruit". Cette unité regroupe les sédiments mis en place lors de l'orogénèse pyrénéenne, de la fin du Crétacé (Rognacien) à l'Eocène terminal, et qu'il est impossible de discriminer en sismique.

Unité U1 : dans la partie Nord, l'unité de l'Oligocène est très mal imagée. Il est même difficile de distinguer la transition entre l'unité 1 et l'unité 2. Le faciès sismique de cette unité est donc très chaotique, et il est difficile d'observer la géométrie des réflecteurs qui sont extrêmement discontinus. En revanche, dans la partie Sud et dans le bassin de l'Hérault, les dépôts de cette unité sont très bien illustrés. Ils forment des réflecteurs obliques à subparallèles continus à semi-continus.

Unité U0 : cette unité n'est visible que sur les profils du bassin de l'Hérault. Elle correspond au cortège transgressif Burdigalien (Miocène inférieur), qui recouvre les dépôts de l'Oligocène en onlap sur le toit de l'unité U1. Les réflecteurs qui constituent cette unité sont continus et subparallèles.

Malgré l'identification de ces séquences sismiques, il reste ardu d'étendre les marqueurs de chaque formation à l'ensemble de la sismique de la région; ceci pour plusieurs raisons :

- Il existe des portions de profils extrêmement bruitées, qui rendent la propagation des marqueurs des toits des formations compliquée (fig 3.5). On remarque que ces zones fortement perturbées, se trouvent sous jacentes aux zones d'affleurement du calcaire jurassique. Cette caractéristique est donc liée à un problème d'acquisition.
- La région montre des variations importantes de faciès et d'épaisseur au sein des séries. Ces variations se trouvent souvent de part et d'autre des failles qui contrôlent la sédimentation.
- Depuis le dépôt de la plateforme carbonatée téthysienne, la région a été affectée par différentes phases tectoniques, entraînant des déformations importantes. Ces structures tectoniques peuvent être imagées lorsque le profil les traverse perpendiculairement. Si le profil les longe, il est beaucoup plus difficile de comprendre leur structure et l'architecture sédimentaire qu'elle entraîne.

De plus, la résolution de la sismique ne permet pas de distinguer les formations les plus superficielles, comme les formations du Plio-Quaternaire qui sont impossibles à démarquer de leur substratum. Même les bassins oligocènes nord montpelliérains sont extrêmement mal imagés.

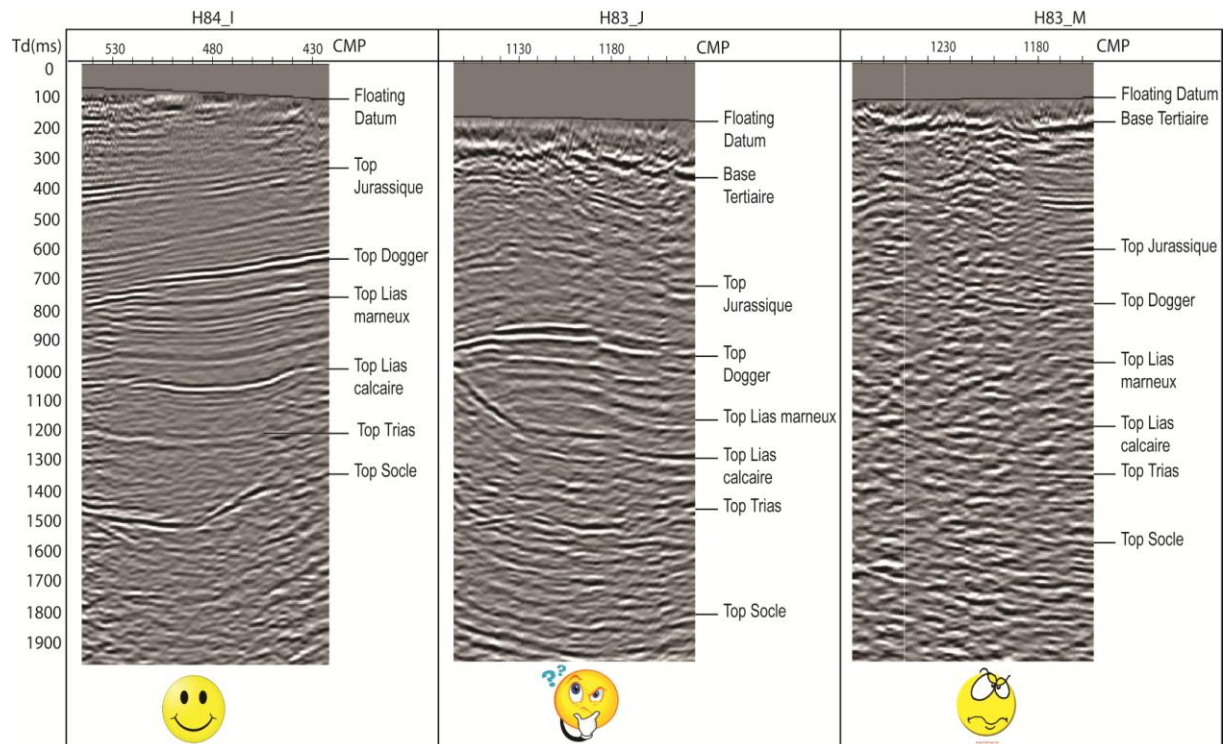


Figure 3.5: Différentes qualités d'imagerie selon les portions de profil sismique de la région. L'interprétation des profils sismiques est conditionnée par la qualité de l'imagerie. Certaines portions de profil sont complètement bruitées, ce qui empêche la propagation des horizons. On remarque que la qualité médiocre de l'imagerie est souvent lié à la nature des terrain en surface, que le profil traverse. Lorsque le calcaire jurassique affleure, les réflecteurs sont complètement perturbés sur toute la hauteur du profil sismique.

2.2.2. Zone Nord montpelliéraine

Dans cette section est présentée l'interprétation de 8 profils issus du retraitement de 2007, ainsi que le profil le plus septentrional du bassin de l'Hérault. Ces profils sismiques ont été choisis pour être migrés en profondeur sous forme de coupes sismiques afin d'être intégrés au modèle géologique 3D (fig 3.1). Les failles nommées sur les profils et coupes, sont dessinées sur le schéma structural de la figure 3.6, sur lequel est présenté le tracé des profils sismiques de la zone Nord montpelliéraine.

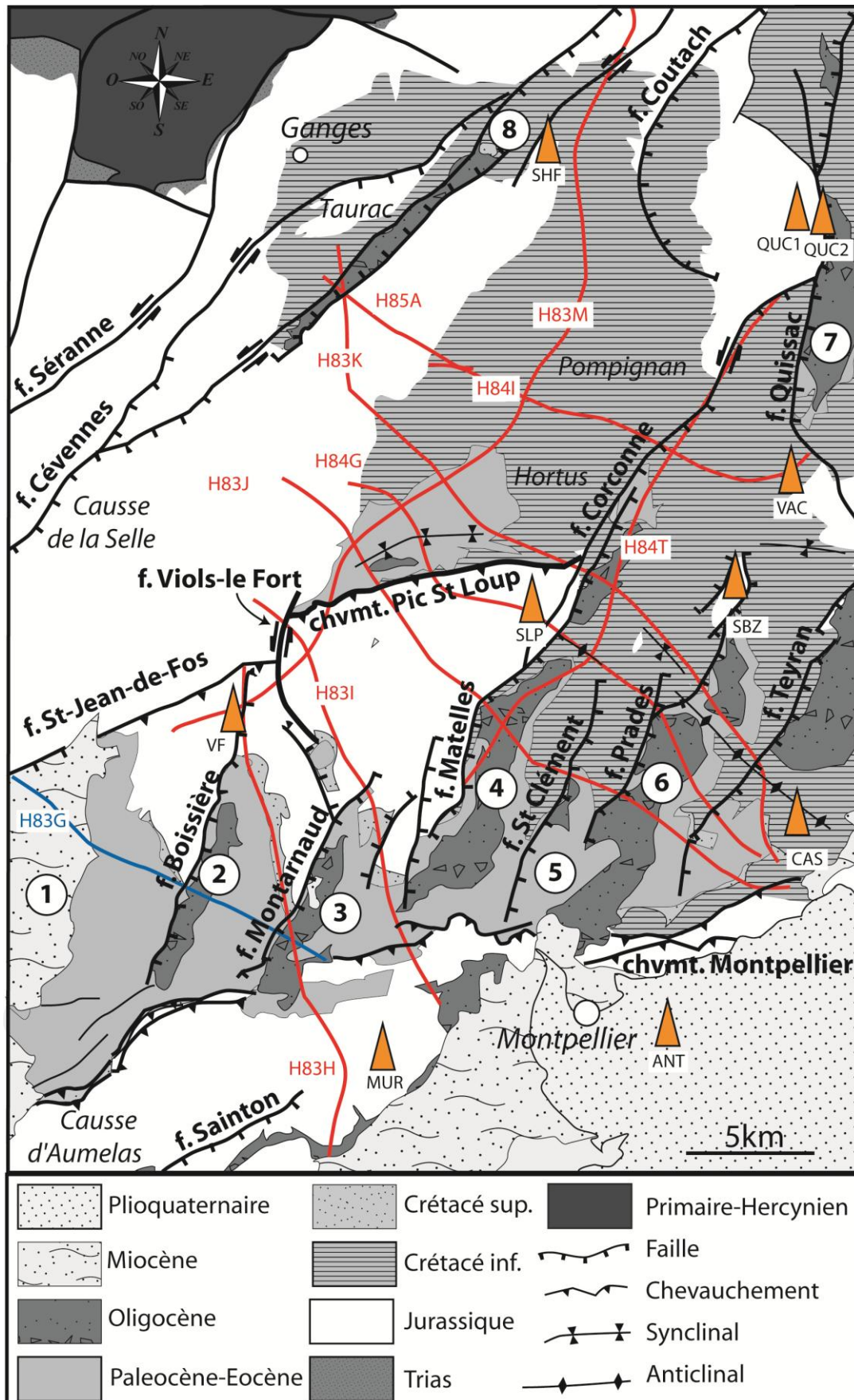


Figure 3.6 : Plan de position des lignes sismiques nord-montpelliéraines sur le schéma structural nord montpelliérain (modifié d'après Benedicto, 1996). Coordonnées et signification des abréviations des forages en annexe 1.

H84_I et H85_A (fig 3.7)

Le profil H84_I, n'est que faiblement bruité et il passe à proximité du forage d'exploration pétrolière de Vacquières 1. Ce forage est la clef pour le calage des formations sur la sismique de cette zone, car il illustre une colonne stratigraphique importante; du Crétacé inférieur (Berriasien) au Socle (Dévonien supérieur). Le profil traverse la faille normale de Corconne, ce qui rompt la continuité des réflecteurs. Mais à l'ouest de la faille il est assez aisé de reporter les épaisseurs des formations en identifiant le toit du Jurassique supérieur, caractérisé par les onlap du Crétacé inférieur sur cette surface. Il est associé dans sa partie Est au profil H85_A qui lui, est entièrement et fortement bruité.

En terme de structuration tectonique, le profil est marqué par le passage de la faille de Corconne d'orientation NE-SW qui se branche en relais plus au Sud sur la faille des Matelles (fig 3.6) Cette faille normale effondre les formations jurassiques du hanging-wall amenant le toit du Jurassique supérieur à plus de 1000m de profondeur sous la couverture marno-calcaire du Néocomien.

L'imagerie sismique montre une morphologie de faille structurée en deux temps, bâtie sur une première structure d'âge hercynien formée par une faille de socle qui le décale, puis un deuxième épisode de déformation d'âge Oligocène, où la faille de Corconne s'enracine dans le Trias, qu'elle utilise comme niveau de décollement (Benedicto et al, 1996).

Dans sa partie ouest, le profil traverse le fossé de Montoulieu, bassin allongé d'axe NE-SW, délimité par la faille des Cévennes et bordé par le relief du Taurac. L'âge des terrains au sein du bassin est attribué à l'Oligocène moyen à supérieur (carte Saint-Martin-de-Londres), pendant lequel le graben de Montoulieu se serait ouvert par le jeu extensif de la faille des Cévennes et son antithétique située à l'Est du bassin.

Une autre faille de socle est visible sur ce profil, située sous le causse de Pompignan, qui affecte les formations du Trias au Lias marneux et semble scellée au sein du Dogger. Le jeu de cette faille semble expliquer les onlaps visibles à la base du Dogger, montrant une sédimentation progradante vers l'Ouest.

H83_M (fig 3.8)

Le profil H83_M est contraint par les deux forages d'exploration pétrolière, Saint-Hippolyte-du-Fort (SHF) au Nord et Viols-le-Fort (VF) au Sud. Son interprétation se base donc sur la projection des colonnes lithostratigraphiques de ces deux forages, ainsi que par son croisement avec le profil H84_I, précédemment interprété. Le profil sismique image très bien les réflecteurs dans sa partie Nord, puis devient de plus en plus bruité vers le Sud, jusqu'à une configuration complètement chaotique au Sud du chevauchement du Pic Saint Loup, où les formations carbonatées affleurent en surface.

Dans le forage de Viols-le-Fort, au Sud du Pic Saint Loup, au niveau de l'anticlinal de Viols-le-Fort, le Lias marneux atteint l'épaisseur de 1380m. Dans le forage de Saint Hippolyte du Fort, projeté sur le profil dans sa partie nord, le Lias marneux est réduit à 200m au maximum. Cet épaissement met en évidence la mise en place d'un bassin dont le dépôt-centre est situé au Sud de ce profil. De la même manière que sur le profil H84_I, on retrouve dans la partie Nord, des failles qui accommodent la sédimentation liasique syn-tectonique, scellés par le Dogger. Cette forte variation d'épaisseur de la série du Lias marneux contrôlée par ces failles, atteste de la déformation syn-tectonique de la plateforme Liasique, déjà caractérisée à l'affleurement (Hamon & Merzeraud, 2008).

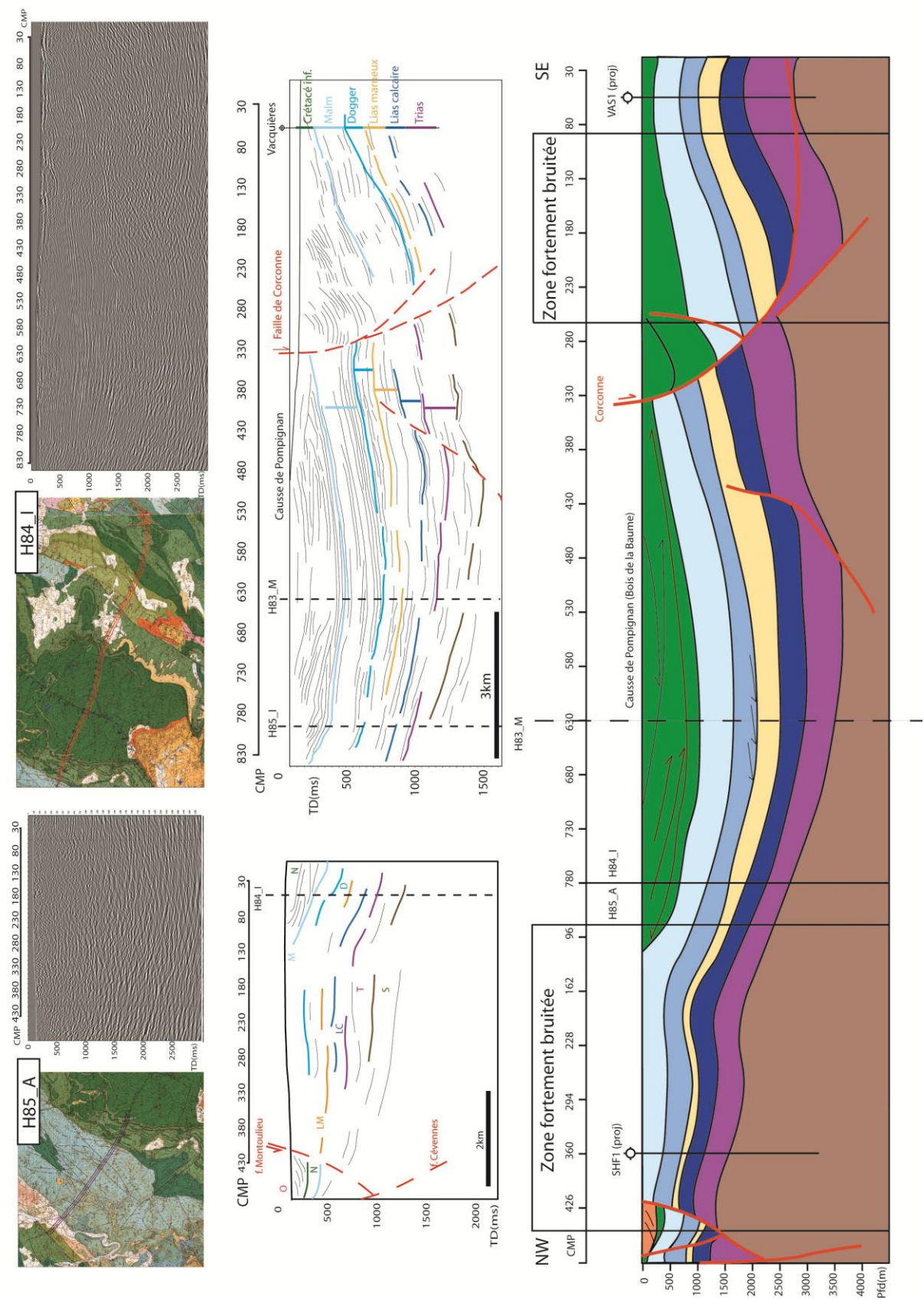


Figure 3.7 Profils sismiques H85A et H84I, line drawing associé et coupe migrée en profondeur des 2 profils.

On ne connaît pas la position du dépôt-centre de ce bassin liasique, car plus au Sud, le Lias marneux rencontré dans les forages est fortement affecté par la tectonique du chevauchement de Montpellier, et ne permet de discriminer son contour.

La géométrie de la structure du chevauchement du Pic Saint Loup est extrêmement mal imagée sur ce profil. Le plan de décollement du chevauchement n'est pas visible, et la structure de l'anticlinal de Viols-le-Ford non plus. Au sein de cet anticlinal, le forage du même nom traverse une épaisseur de sédiment jusqu'à 2380m, sans rencontrer de plan de chevauchement notable. Seule une zone fissurée de faible rejet dans le Lias marneux vient perturber la pile stratigraphique. De plus la direction du profil tourne pour devenir parallèle aux structures chevauchantes au sein de l'anticlinal. Il devient donc impossible d'observer la configuration du plan de chevauchement de ses structures compressives. En revanche au Nord du chevauchement, on distingue encore ponctuellement les réflecteurs des formations téthysiennes qui forment un synclinal sous le bassin de Saint-Martin-de-Londres, mais dont la continuité n'assure pas la visibilité du détail des structures. Concernant la morphologie du bassin Eocène de Saint-Martin, le tracé du profil contourne le bassin et image mal sa bordure ne permettant pas d'établir correctement sa structure.

H83_K (fig 4.9)

Le profil H83_K, d'orientation NW-SE, est contraint par son croisement avec le profil H85_A au Nord, le profil H83_M dans le bassin de Saint-Martin-de-Londres et par le forage de Castries_1 au Sud. Ce profil présente une bonne qualité d'imagerie sur l'ensemble de son tracé à l'exception de sa partie NW, au niveau du bassin de Montoulieu et des calcaires affleurant au Nord du bassin de Saint-Martin-de-Londres.

Il illustre le synclinal du bassin de Saint-Martin-de-Londres, qui en son centre présente des réflecteurs légèrement bruités et discontinus suggérant une perturbation d'ordre tectonique au sein des séries téthysiennes. Le profil sismique suggère le passage d'un niveau de décollement qui affecte les formations du Jurassique en avant de l'émergence du chevauchement du Pic Saint Loup.

Dans sa partie Sud-Est, il est traversé par une série de failles normales listriques d'orientation NE-SW qui décollent dans le Trias et forment une succession de bassins en extension. Comme pour le profil H84_I, et selon le modèle tectonique de la région, (Benedicto et al, 1996) ses failles se situent à l'aplomb d'anciennes failles de socle et la structure des bassins s'acquiert en plusieurs fois.

Ce profil image le relais entre les failles de Corconne et des Matelles. Le rejet total cumulé de ces deux failles est supérieur à 1000 m et abaisse le toit du Jurassique à une profondeur supérieure à 1000 m sous la surface du bassin des Matelles.

Notre interprétation du toit du Jurassique supérieur sur ce profil diffère de celle de Benedicto en 1996, dans sa partie Sud-Est. Le forage de Castries donne une épaisseur de Néocomien de 675 m. Ce forage se situe sur un anticlinal dont le pendage indique le plongement des formations téthysiennes vers l'Ouest en direction de la faille de Teyran. Cette nouvelle interprétation donne le réflecteur correspondant au toit du Jurassique à 0.7s temps double, alors que Benedicto (1996) le place à 0.5s TD. Les formations calcaires sont donc plus profondément enfouies sous la couverture Néocomienne que précédemment supposé.

On note une variation d'épaisseur du Lias Marneux, plus épais dans le bassin de Saint-Martin-de-Londres, qui semble s'affiner vers le SE après son passage de la faille des Matelles. En effet sa puissance donnée par le forage de Castries n'excède pas 300m, alors qu'à l'ouest, dans l'anticlinal de Viols-le-Ford, son épaisseur totale atteint 1380m.

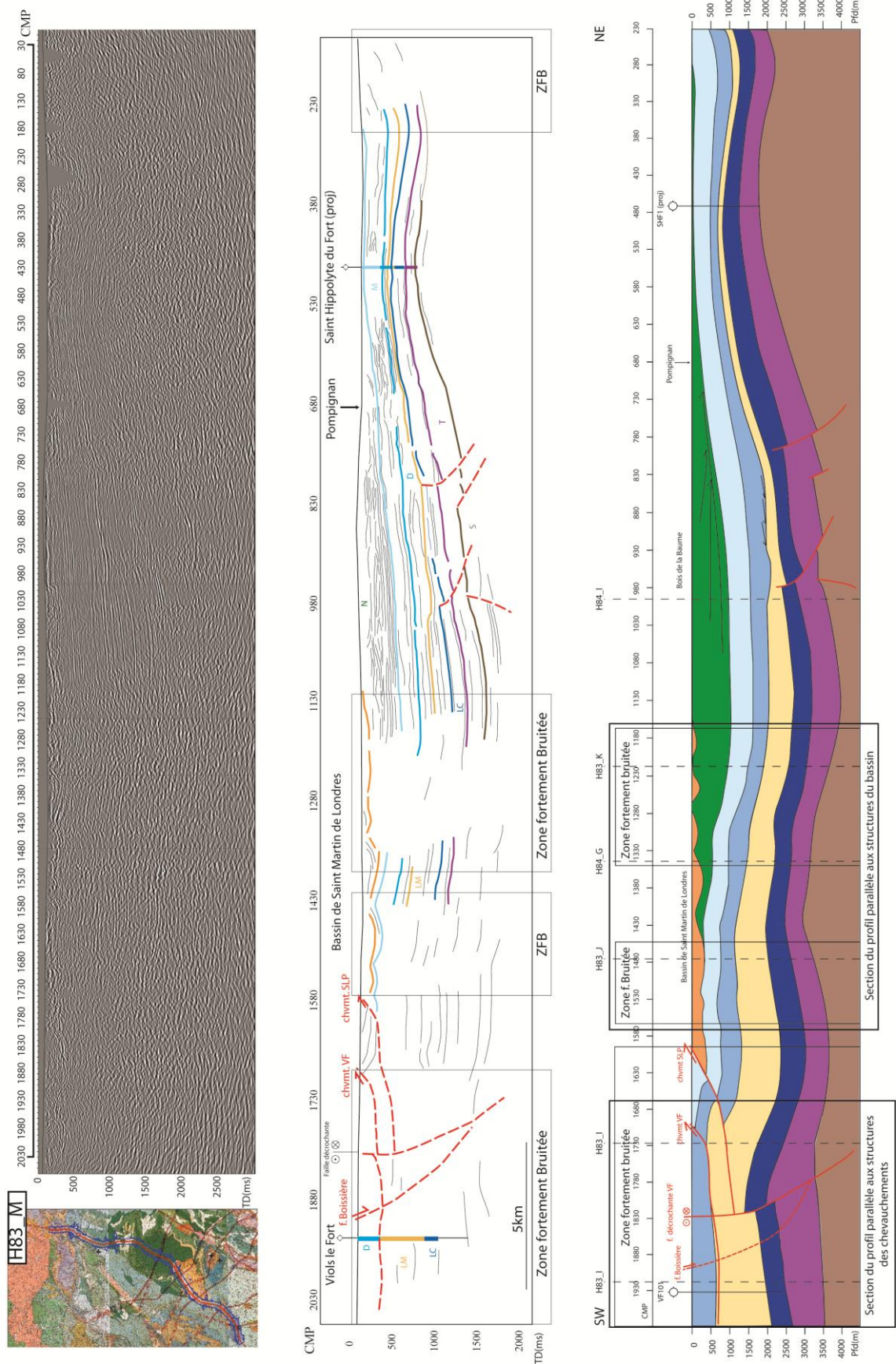


Figure 3.8 : Profil sismique H83M, line drawing associé et coupe migrée en profondeur.

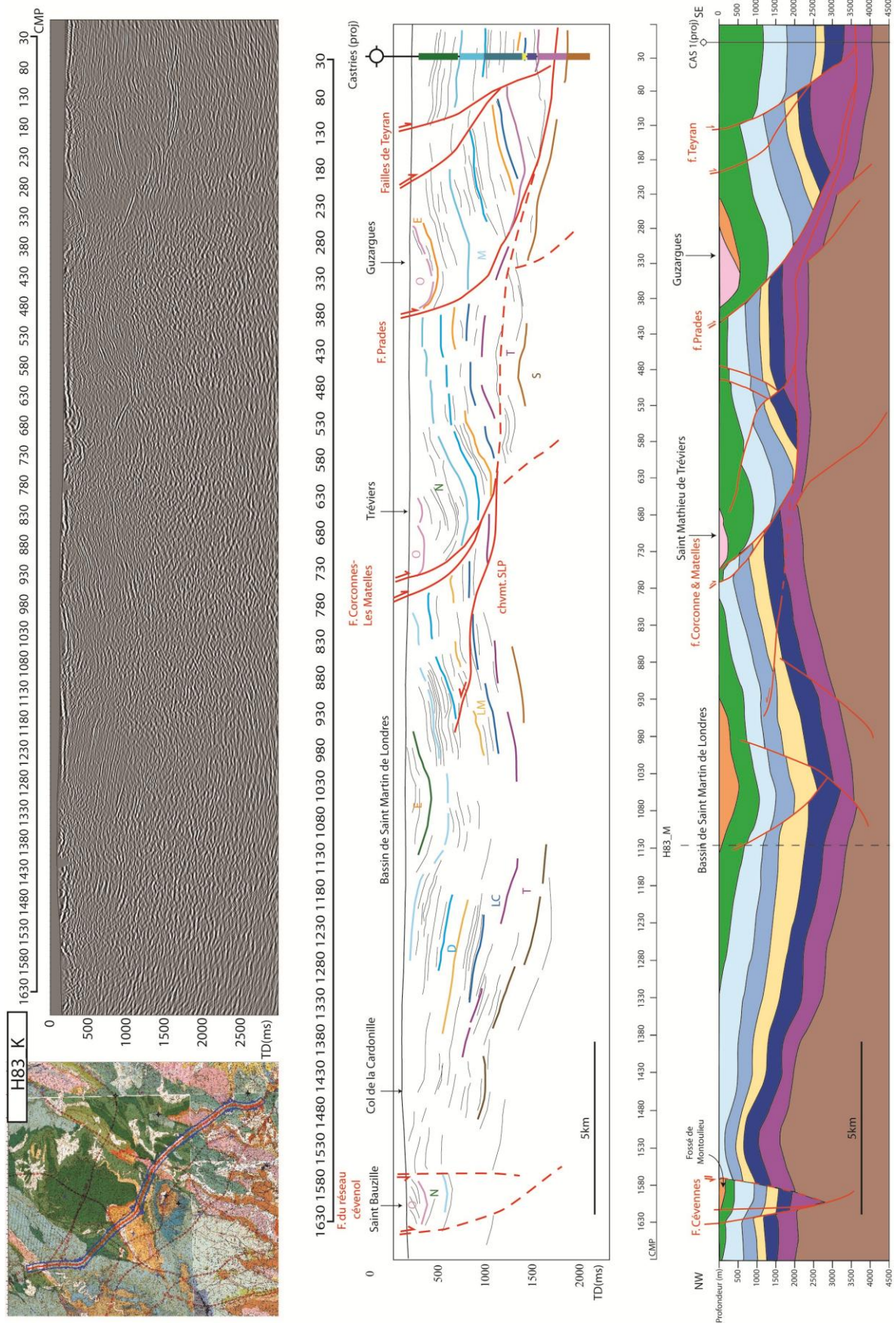


Figure 3.9 : Profil sismique H83K, line drawing associé et coupe migrée en profondeur.

On note une variation d'épaisseur du Lias Marneux, plus épais dans la bassin de Saint-Martin-de-Londres, qui semble s'affiner vers le SE après son passage de la faille des Matelles. En effet sa puissance donnée par le forage de Castries n'excède pas 300m, alors qu'à l'ouest, dans l'anticlinal de Viols-le-Ford, son épaisseur totale atteint 1380m.

Le Trias, montre un comportement à la limite du diapirisme au contact de certaines failles. C'est flagrant au niveau de la faille de Teyran, où il accommode les déplacements des deux blocs de formations téthysiennes de part et d'autre de la faille. Ceci suggère la présence d'une proportion significative d'évaporite.

H84_G (fig 3.10)

Le profil H84_G, d'orientation NW-SE, est contraint par son croisement avec le profil H83_M dans le bassin de Saint-Martin-de-Londres et par le forage de Castries_1 au Sud (fig 3.6). La partie à l'Est de la faille des Matelles est bien imagée, ainsi que la portion sous-jacente au bassin de Saint-Martin-de-Londres. En revanche entre ces deux zones, le tracé du profil longe le Pic Saint Loup. En plus d'une acquisition bruitée du fait des formations calcaires affleurantes, la géométrie du chevauchement du Pic Saint Loup n'est pas interprétable car parallèle au tracé du profil. Malgré la présence du forage du Pic Saint Loup situé dans la combe de Mortiers à quelques centaines de mètres de la ligne sismique qui permettrait le calage des formations, le bruit brouille le signal et aucun réflecteur n'est continu, nuisant à l'interprétation.

La faille des Matelles, présente un rejet important qui ne se traduit pas ici par des dépôts oligocènes; on est à la limite entre le bassin des Matelles celui de Saint-Mathieu-de-Trévières. Ici-aussi, le toit du Jurassique est enfoui sous 1000 m de Néocomien. La faille de Prades, croisée à son extrémité nord, ne décale que très faiblement les formations. Au sein du bassin de Prades, on remarque une épaisseur différentielle au sein du Néocomien. Les dépôts indifférenciés fini-crétacés et éocènes se déposent sur une discordance érosive acquise pendant les prémices de la phase fini-Crétacé, pendant laquelle la faille de Prades joue en décrochement sénestre associé à un jeu inverse (Arthaud & Durand, 1989).

H83_J (fig 3.11)

Le profil H84_G, d'orientation NNW-SSE, est contraint par son croisement avec le profil H83_M dans le bassin de Saint-Martin-de-Londres et par le forage de Castries_1 au Sud (fig 3.6). De la même manière que le profil H84_G, la partie à l'Est de la faille des Matelles est bien imagée, ainsi que la portion sous-jacente au bassin de Saint-Martin-de-Londres. Entre ces deux portions, l'image sismique est fortement bruitée. On retrouve plusieurs plans de chevauchement aveugles se propageant sous le bassin de Saint-Martin-de-Londres.

La faille des Matelles atteint son rejet maximum au niveau de ce profil. Le toit du Jurassique atteint une profondeur de près de 1500 m et le bassin « oligocène » des Matelles (en fait Ludien et Oligocène inf. selon Benedicto, 1996) a une profondeur de 600-700m.

H83_I (fig3.12)

Le profil H83_I, d'orientation NNW-SSE, est uniquement contraint par son croisement avec le profil H83_M au Nord. Ce profil est fortement bruité car 1) il traverse des calcaires affleurants dans la partie Nord de son parcours, et 2) la partie Sud est affectée par plusieurs types de déformations

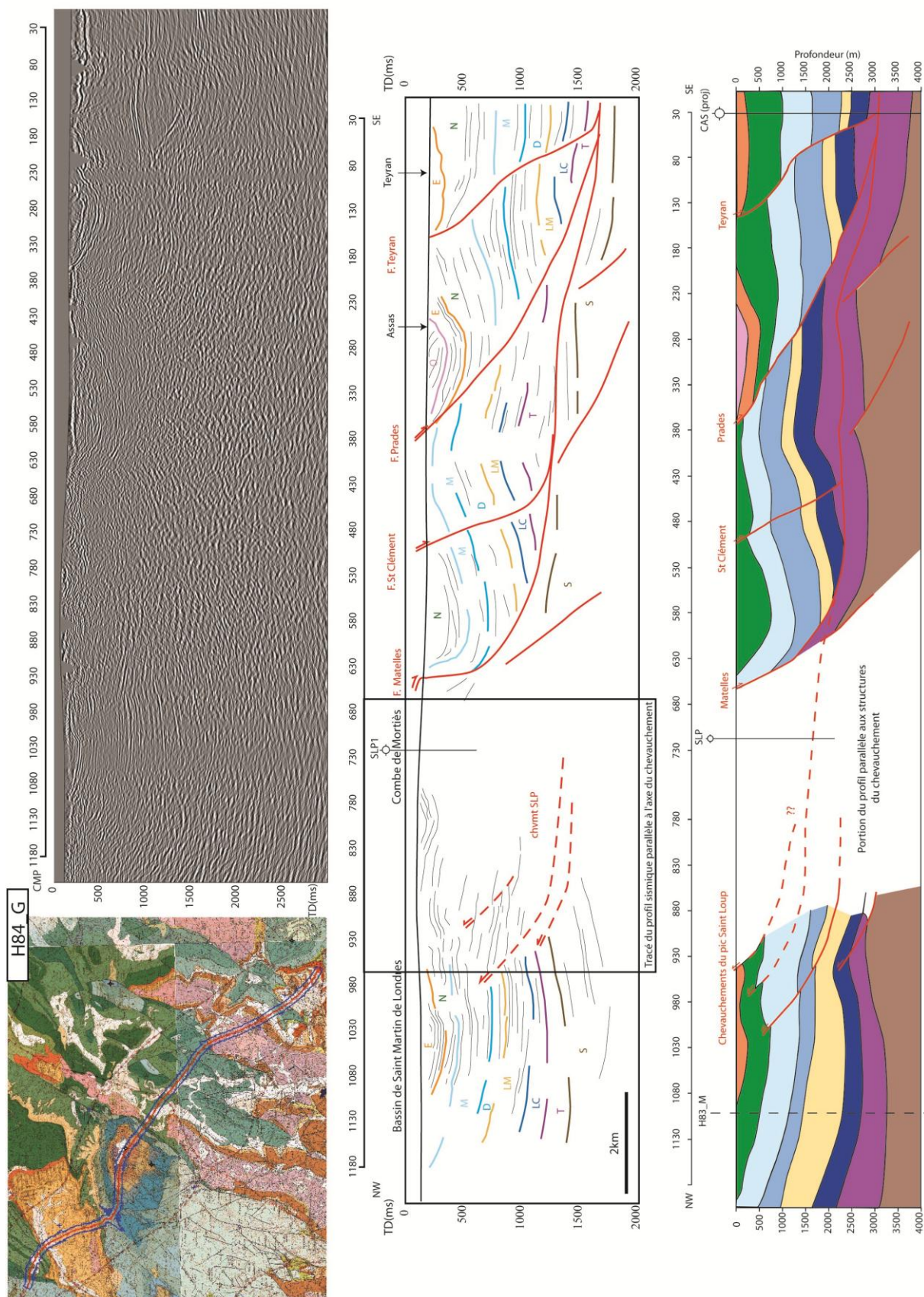


Figure 3.10 : Profil sismique H84G, line drawing associé et coupe migrée en profondeur.

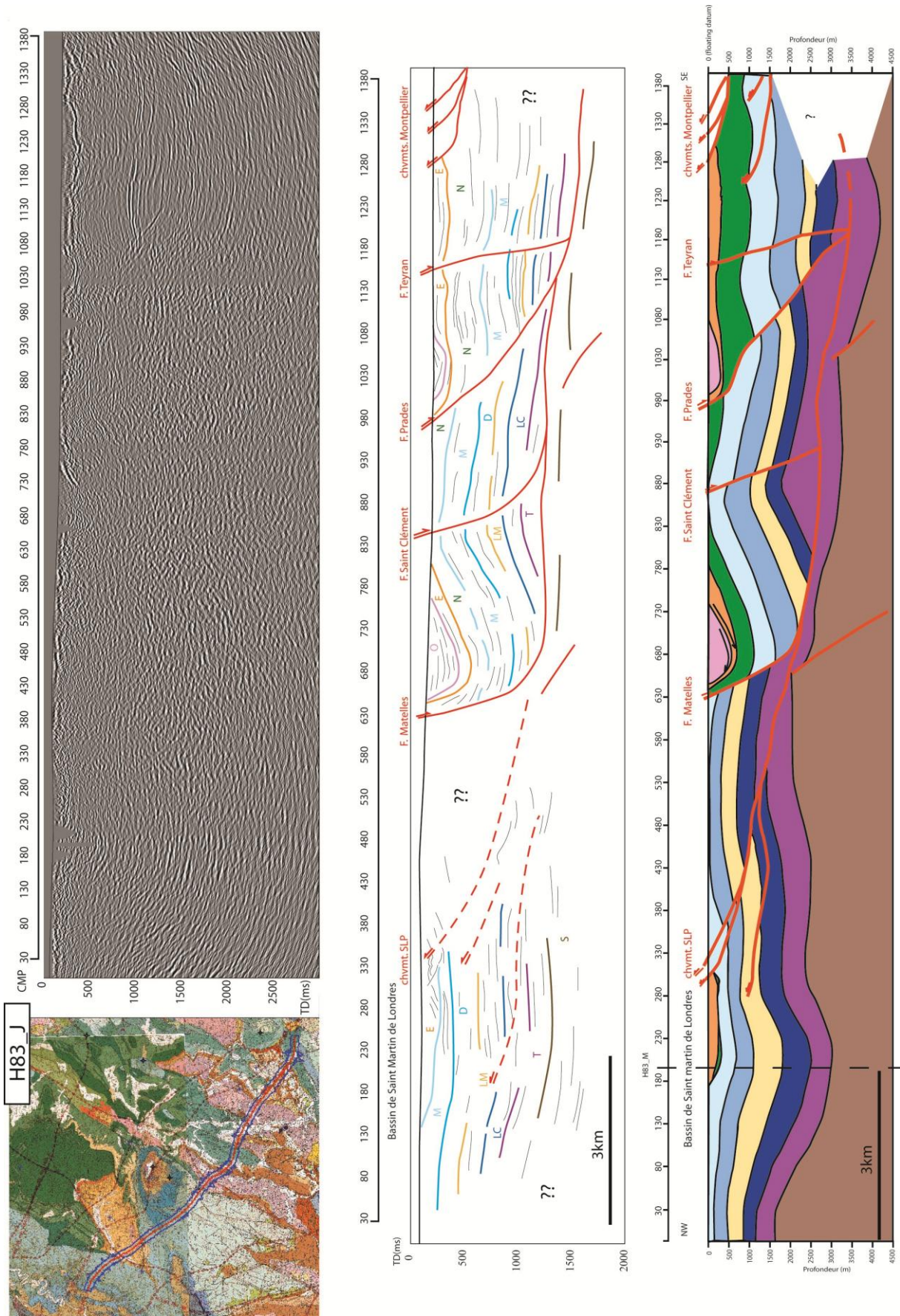


Figure 3.11 : Profil sismique H83J, line drawing associé et coupe migrée en profondeur.

tectoniques, difficiles à propager en profondeur. En effet, ce profil croise l'intersection entre la faille des Matelles et le chevauchement de Montpellier qui disparaissent sous les brèches du Vitrollien du chevauchement de Montpellier. Il est extrêmement difficile de discerner l'interaction entre ces structures. Le chevauchement de Montpellier semble constitué par plusieurs chevauchements imbriqués.

Au Nord, le profil traverse l'anticlinal de Viols-le-Fort, dont la structure est quasi-indécelable.

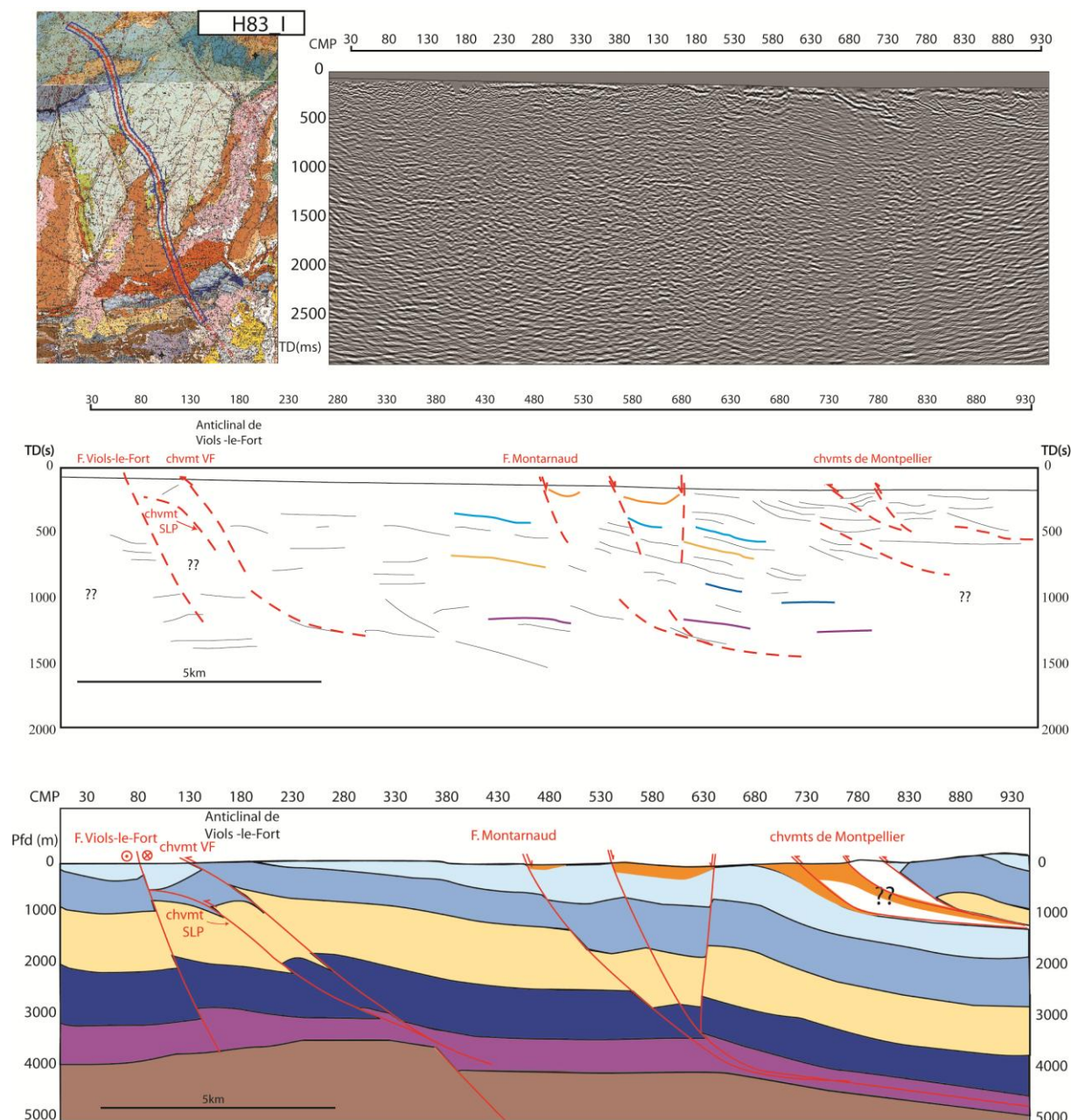


Figure 3.12 : Profil sismique H83I, line drawing associé et coupe migrée en profondeur.

H83_H (fig 3.13)

Le profil H83_H, d'orientation N-S, est contraint par son croisement avec le profil H83_M au Nord, du profil H83_G dans le bassin de Montarnaud et le forage de Murviels-les-Montpellier dans sa partie Sud. Ce profil est fortement bruité car il traverse des calcaires affleurants dans la partie Nord de son parcours. De plus il longe le bord Est du bassin de la Boissière. La faille de Montarnaud

n'est pas discernable car cette partie présente des ogives, qui faussent l'interprétation de la structure de la faille et des formations affectées. Au Sud, les chevauchements de Montpellier sont correctement imagés dans la partie supérieure, mais leur propagation en profondeur reste hypothétique. Le forage de Murviel-les-Montpellier, à proximité du profil, indique un contact chevauchant du Lias calcaire sur le Rognacien à 1403 m de profondeur. On observe un fort réflecteur courbe sous le plan de décollement de Montpellier. Il pourrait s'agir de la faille des Matelles qui se poursuivrait sous le chevauchement de Montpellier, et qui serait interceptée par le profil subparallèle à sa trace.

Au Nord, le profil commence dans l'anticlinal de Viols-le-Fort, dont la structure est quasi-indécélable malgré le croisement du profil H83_M et la proximité du forage de Viols-le-Fort.

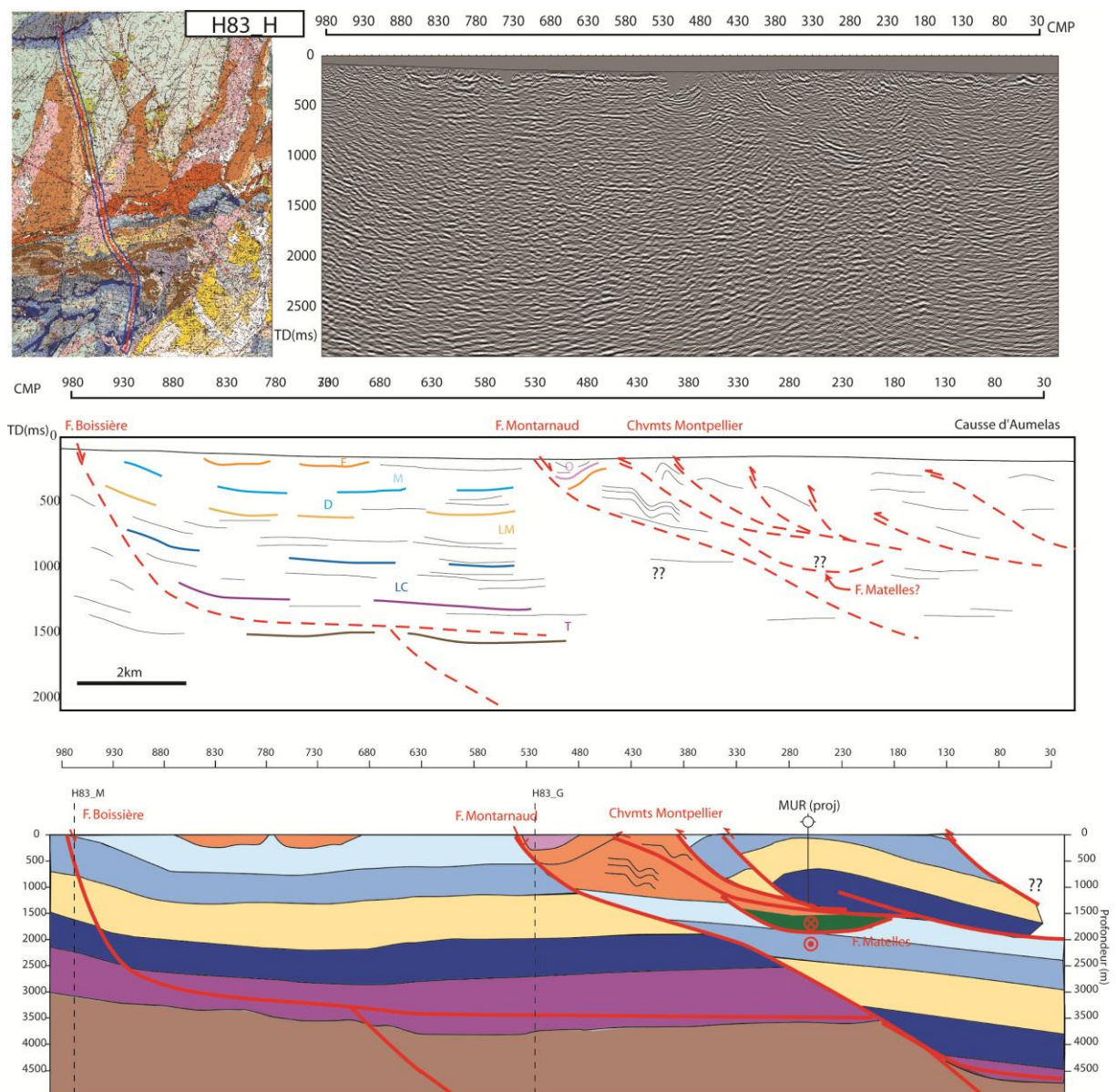


Figure 3.13 : Profil sismique H83H, line drawing associé et coupe migrée en profondeur.

H83_G (fig 3.14)

Le profil H83_H, d'orientation WNW-ESE, est contraint par son croisement avec le profil H83_H dans le bassin de Montarnaud. La qualité de ce profil est médiocre au niveau de ses extrémités, affectées par des ogives et du bruit. En revanche, on distingue à l'Ouest de la faille de la Boissière les réflecteurs qui plongent en direction du NW. La majeure partie du profil étant de trop mauvaise qualité pour être interprété, il n'est pas migré en profondeur et ne sera intégré au modèle que sous-forme de points de contrainte au niveau des verticales des CMP 300 à 450.

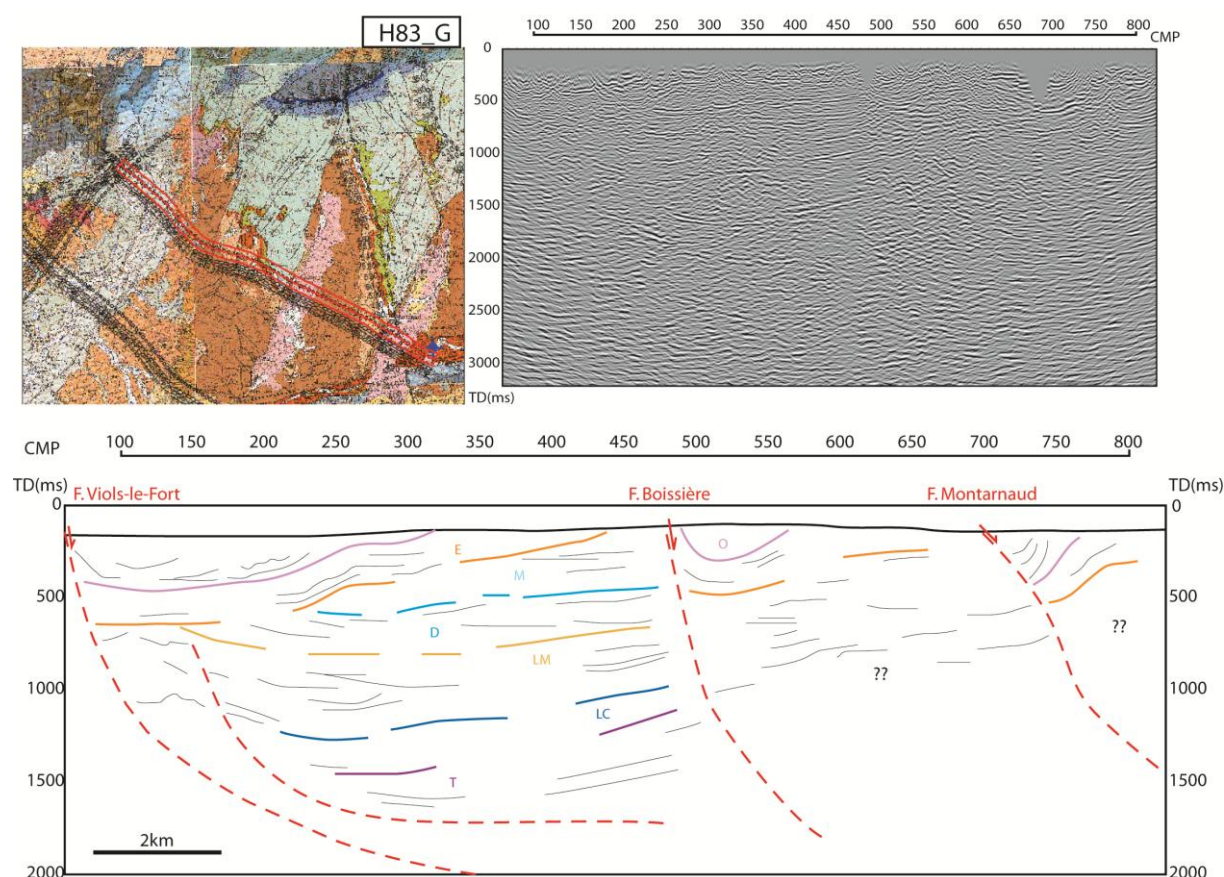


Figure 3.14 : Profil sismique H83G et line drawing associé.

2.2.3. Zone du bassin de l'Hérault

Située en grande majorité en dehors de l'emprise du modèle 3D, la sismique du bassin de l'Hérault ne sera pas utilisée pour la construction du modèle géologique. En revanche, les profils de l'Hérault sont interprétés et présentés dans ce chapitre pour plusieurs raisons :

- en terme de structure, les déformations subies dans ce bassin, impactent les structures tectoniques apparentes dans la zone du modèle. Il est donc important de corréliser les structures du modèle avec les structures bordières afin d'obtenir un modèle cohérent avec la tectonique de la région.
- en terme de réflexion sur la karstification, le bassin de l'Hérault est l'exutoire et le niveau de base du cours d'eau principal -l'Hérault- qui parcourt la zone du modèle en amont, ce depuis le changements de sens des écoulements, occasionné par l'ouverture du Golfe du Lion (Séranne et al, 2002) au Miocène inférieur. Ce bassin constitue donc une zone clef où il est important de connaître la position des massifs carbonatés karstifiables. Ces profils ne seront pas migrés en profondeur et ne seront pas tectoniquement restaurés, car les épisodes de karstification contrôlés par les variations du

niveau de base de l'Hérault ne sont apparus qu'à partir du Miocène et l'Ouverture du Golfe du Lion, période qui depuis, n'a plus subi de grands bouleversements tectoniques (Séranne et al 2002). Dans la suite on considérera que la karstification a affecté les massifs carbonatés de ce bassin dans leur configuration actuelle.

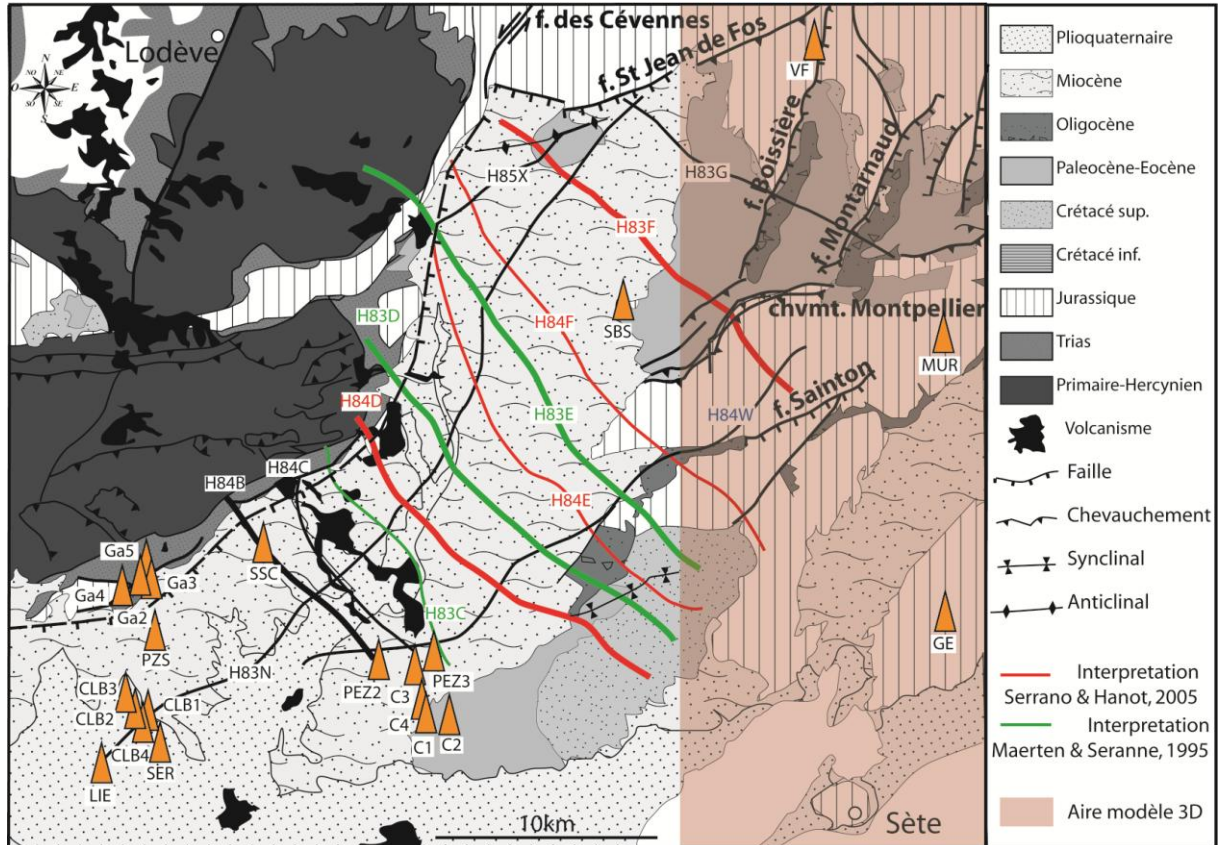


Figure 3.15 : Plan de position des lignes sismiques du bassin de l'Hérault. Les profils en rouge ont fait l'objet d'une interprétation par Serrano & Hanot en 2005, et les profils en vert par Maerten et Séranne en 1995. Les profils en trait gras sont ceux qui font l'objet d'une réinterprétation dans le cadre de ce travail.

Ces profils sismiques ont déjà fait l'objet d'une interprétation, lors de précédentes études concernant les structures tectoniques liées à l'extension Oligo-Miocène (Maerten & Séranne, 1995) et leur lien avec les anciennes structures pyrénéennes réactivées par l'extension (Serrano & Hanot, 2005).

Dans cette partie, seuls 5 profils sont présentés afin d'illustrer les différents styles structuraux du bassin, ainsi que la position des formations carbonatées qui en découle.

H83_F (fig 3.16)

Le profil H83_F, d'orientation WNW-ESE, image la partie Nord du bassin de l'Hérault. Il est fortement bruité dans sa partie Est, au niveau du chevauchement de Montpellier, où les formations ne sont pas distinguées, mais les plans de décollements du chevauchement de Montpellier sont bien imagés. La série téthysienne est recouverte par des sédiments éocènes, d'épaisseur relativement constante au nord du chevauchement. La partie Ouest met en évidence la présence d'un anticlinal affectant les dépôts téthysiens et éocènes. Cet anticlinal est limité à l'Est par une faille normale à pendage Est qui s'enracine en réactivant le décollement et permet d'accommoder une sédimentation

de dépôts oligocènes en éventail. La stratigraphie n'est pas discernable au sein de séries téthysiennes.

H83_E (fig 3.17)

Le profil H83_D, d'orientation NW-SE, traverse aussi la faille des Cévennes et image les bassins de l'Hérault et de Villeveyrac. Le bassin de Villeveyrac est ici composé d'un synclinal à cœur d'Eocène inférieur. Les séries sous-jacentes affectées par cette synforme sont composées de sédiments rognaciens déposés en onlap sur le Jurassique supérieur. Ces séries en synclinal sont tronquées par les formations de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène, dont la sédimentation se poursuit dans le bassin de l'Hérault. Le bassin de l'Hérault montre des dépôts en éventail des séries oligocènes résultant du fonctionnement de plusieurs failles normales enracinées dans le décollement du Trias, et dont l'émergence correspond au tracé de la faille des Cévennes. Ce modèle tectonique est similaire à celui décrit pour la formation du bassin Oligocène d'Alès (Sanchis & Séranne, 2000).

H83_D (fig 3.18)

Le profil H83_D, d'orientation NW-SE, traverse aussi la faille des Cévennes et image les bassins de l'Hérault et de Villeveyrac. Le bassin de Villeveyrac est ici composé d'un synclinal à cœur d'Eocène inférieur. Les séries sous-jacentes affectées par cette synforme sont composées de sédiments rognaciens déposés en onlap sur le Jurassique supérieur. Au toit du synclinal, ces séries sont tronquées par les formations de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène, dont la sédimentation se poursuit dans le bassin de l'Hérault. Le bassin de l'Hérault résulte du fonctionnement de la faille des Cévennes, qui par un jeu normal accommode le dépôt en éventail des séries oligocènes.

H84_D (fig 3.19)

Le profil H84_D illustre le bassin de l'Hérault. Le bassin de Villeveyrac formé plus au Nord-Est est effondré vers le NW et plonge sous les dépôts Oligo-Miocène du bassin de l'Hérault. On devine encore la tendance de la synforme affectant les sédiments rognaciens et tethysiens, mais seule la partie SE a été préservée. La troncature de ses séries, recouvertes par un important dépôts en éventail de sédiments oligocènes contre la faille listrique des Cévennes, fait intervenir un modèle d'inversion des structures, où le plan de chevauchement est repris en faille normale. Cette fois-ci, le mouvement en faille normale est concentré sur une seule faille. Il s'agit du plan de chevauchement pyrénéen réactivé en faille normale lors de l'extension oligocène. Sur ce profil, on ne retrouve ni le chevauchement de Montpellier, ni la faille de Sainton.

H84_B (fig 3.20) :

Le profil H84_B est le profil *dip* le plus méridional. Il est contraint par les forages de Saint-Sylve-de-Caux (SSC) et de Pézenas 2 (PEZ2) (fig 3.15). Sur ce profil, le dépôt des sédiments oligocènes est contraint uniquement par le jeu de la faille des Cévennes. Le rejet est moins important que sur le profil H84_D, et l'inversion du mouvement inverse en faille normale des séries téthysiennes est plus limité. La faille des Cévennes montre ici une géométrie de faille listrique complexe, décollée sur le Trias qui engendre la formation d'un synclinal sur rampe (Benedicto, 1996) au sein du bassin et d'un demi-graben = dans la partie la plus superficielle, contre la faille où les sédiments oligocènes se déposent en éventail.

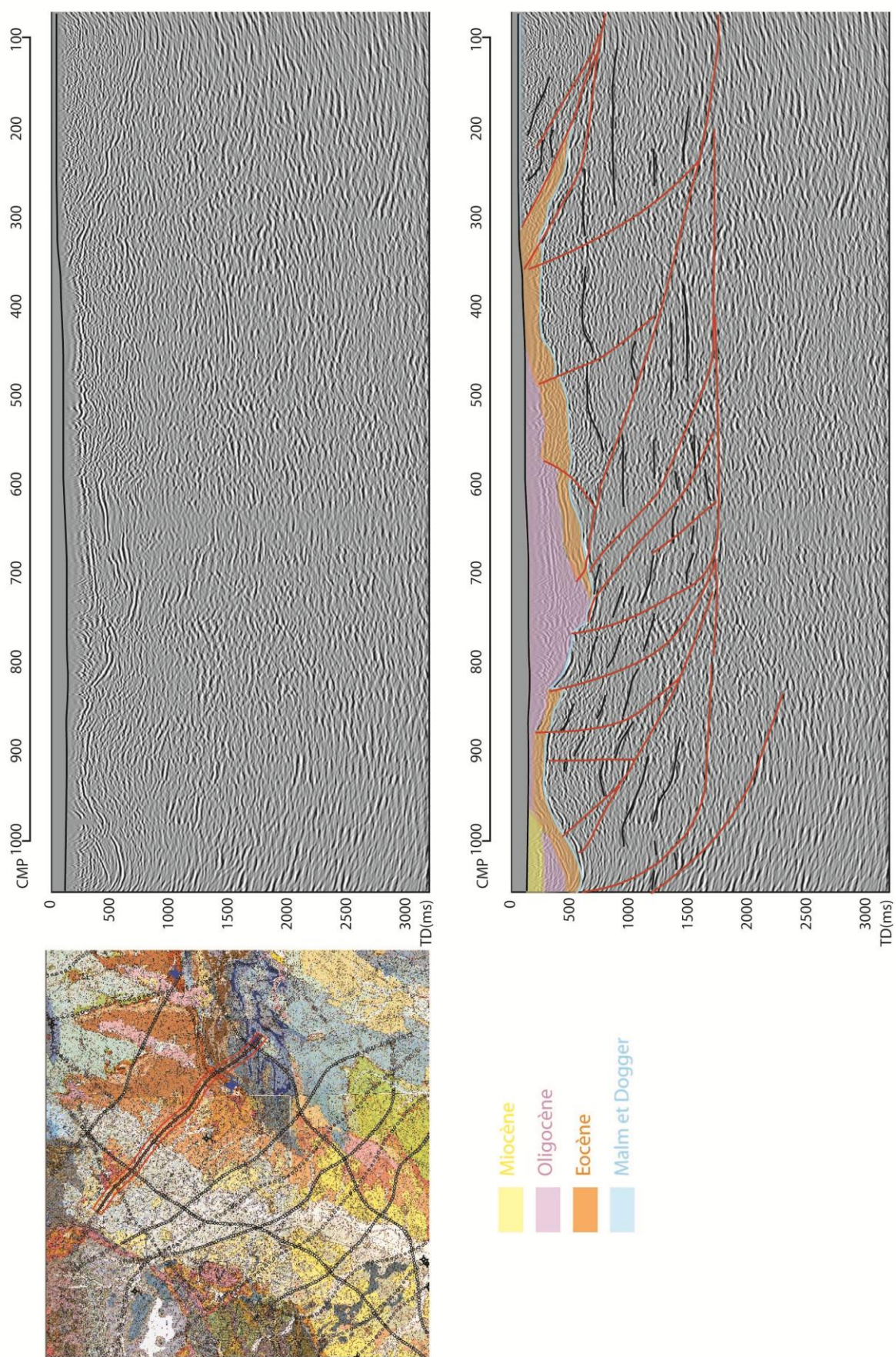


Figure 3.16 : Profil sismique H83_F et line drawing associé.

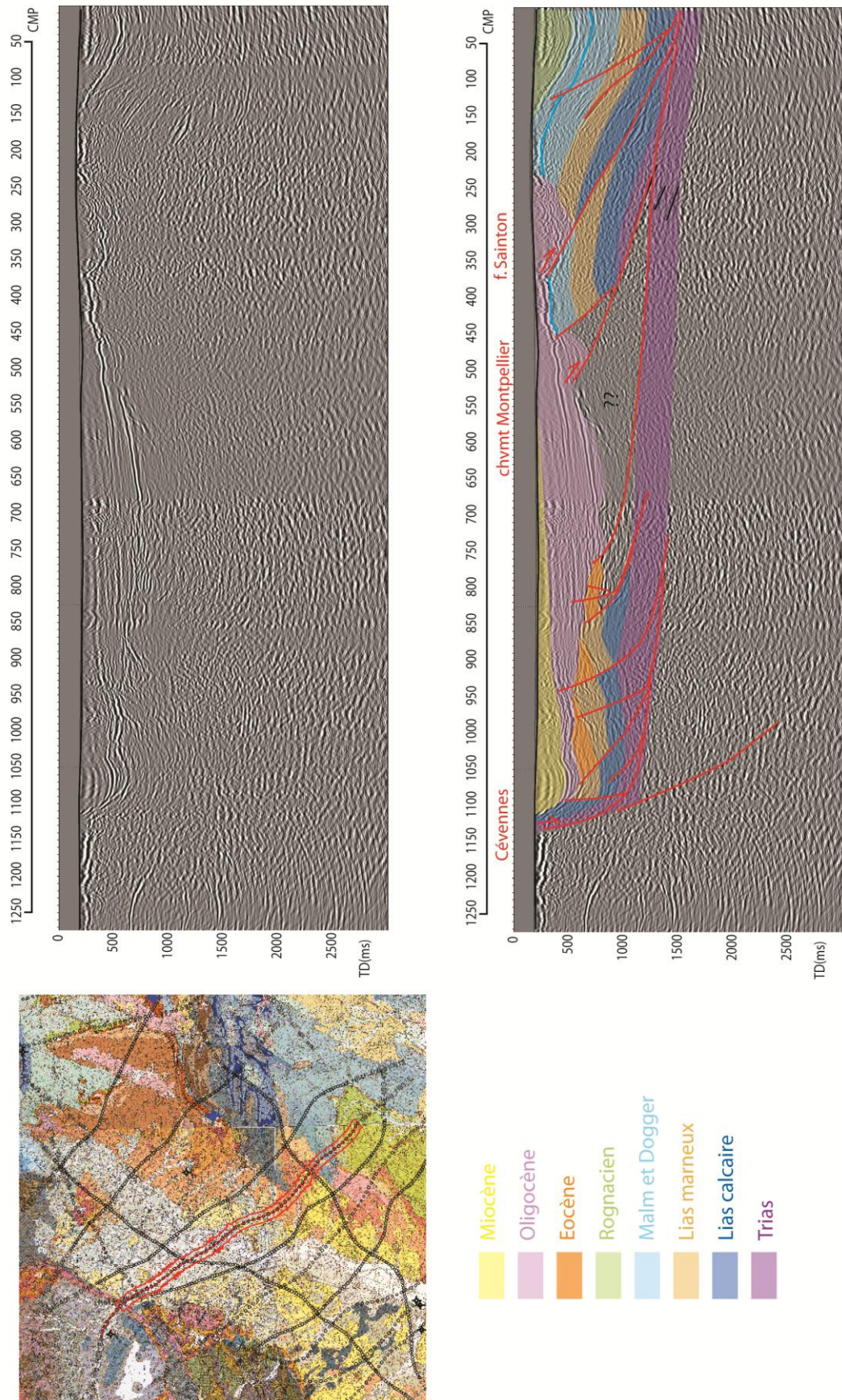


Figure 3.17 : Profil sismique H83_E et line drawing associé.

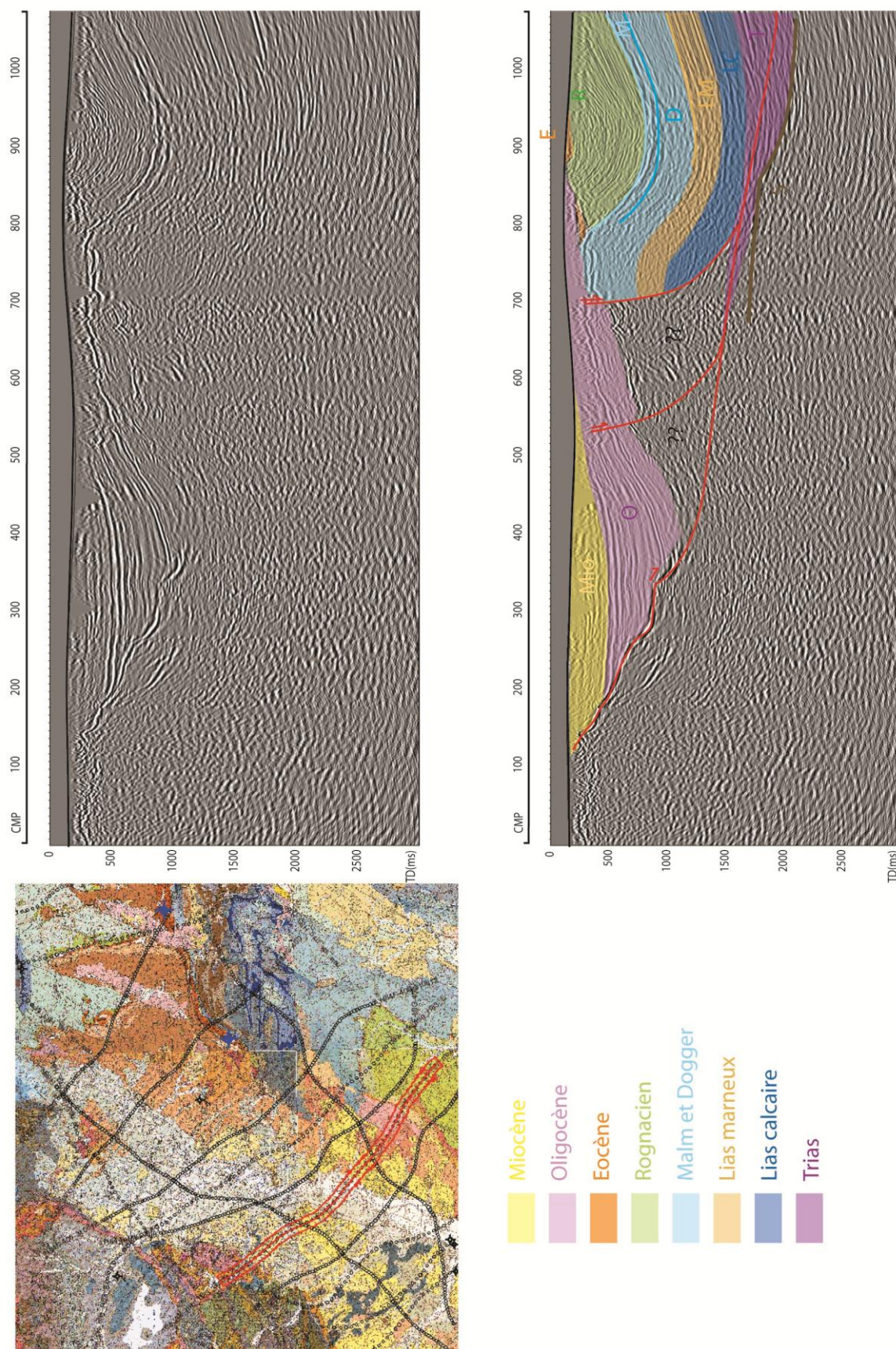


Figure 3.18 : Profil sismique H83_D et line drawing associé.

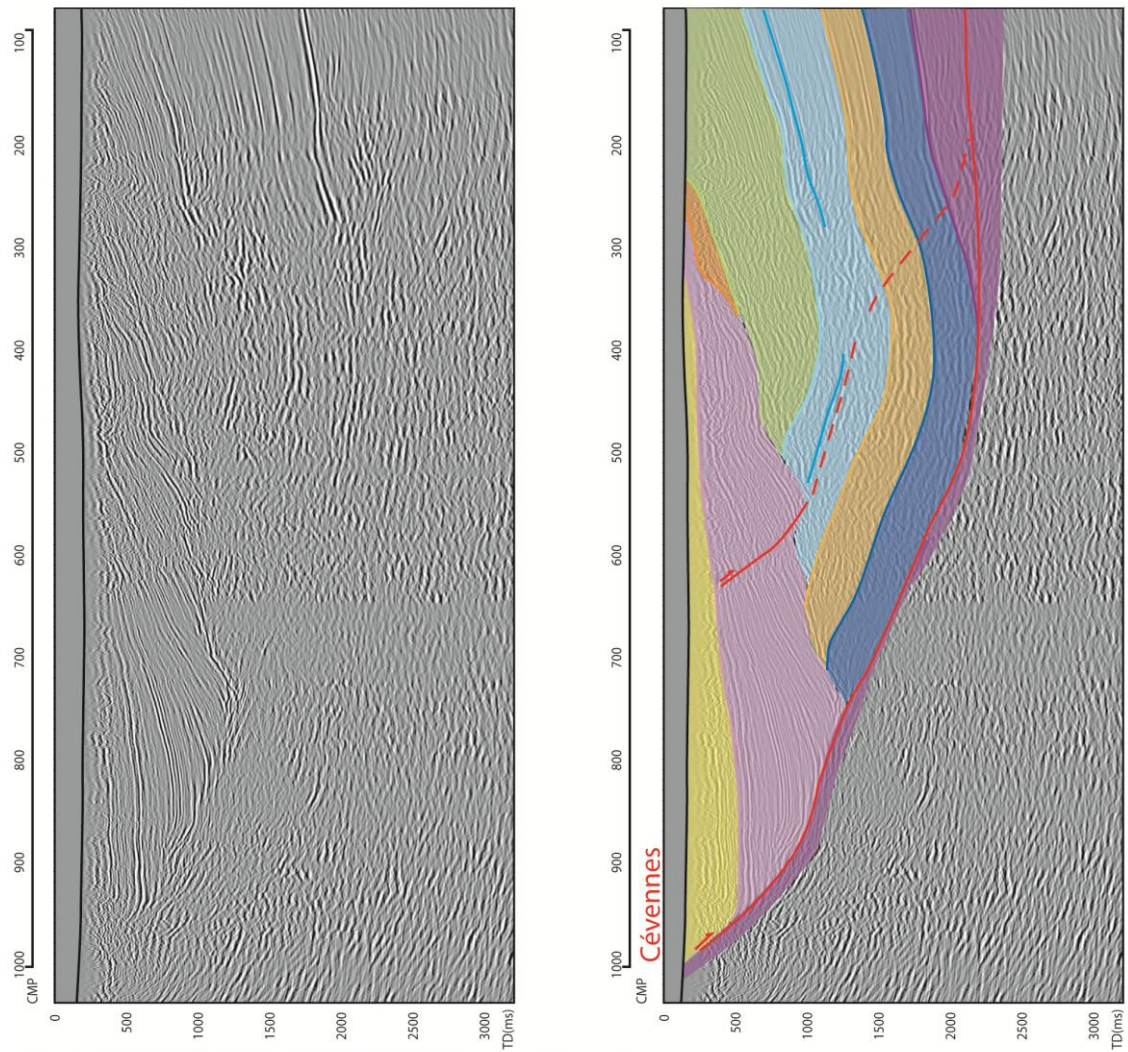


Figure 3.19: Profil sismique H84_D et line drawing associé.

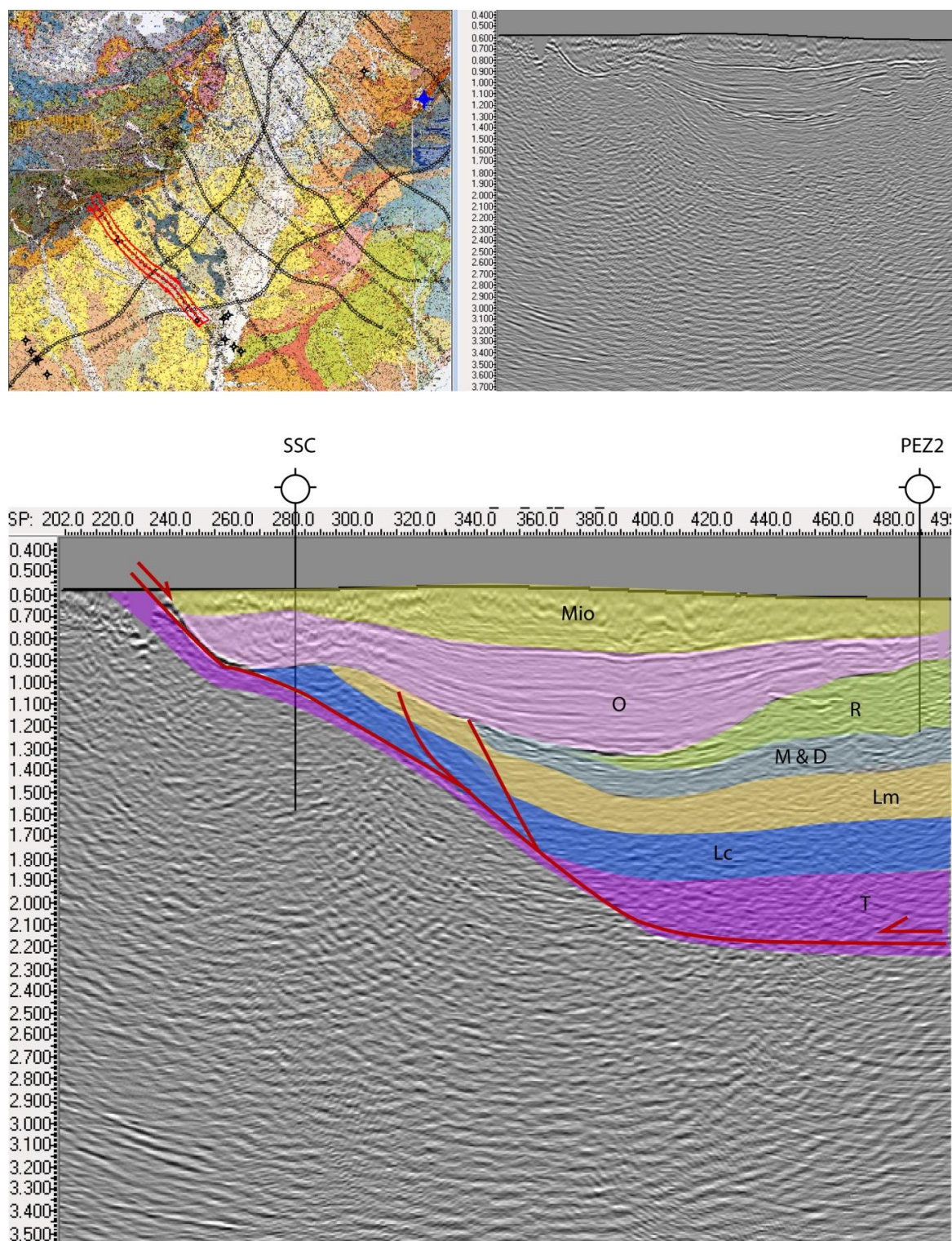


Figure 3.20 : Profil sismique H84_B et line drawing associé.

3. CONSTRUCTION DU "SCHEMA CONCEPTUEL" ET DISCUSSION

Avant la construction du modèle géologique 3D, il faut avoir au préalable un schéma géologique conceptuel de la zone à modéliser. Il est donc nécessaire de réfléchir à un ensemble cohérent et de relier les zones possédant des données 2D et 1D (sismique et forage), aux zones dépourvues d'information en profondeur (ex : zone sud de Montpellier : peu de forages profonds, pas de sismique et couverture Plio-Quaternaire). Il est proposé dans cette partie de discuter l'ensemble des données (sismique, forage, cartographie et gravimétrie) afin d'obtenir un schéma global des principales structures et de dégager certaines hypothèses concernant les zones dépourvues de données.

3.1. PARTIE NORD MONTPELLIERAINE

Dans cette région, on discutera l'architecture sédimentaire des principales formations couvertures qui ont un impact direct sur la répartition de la karstification, ainsi que les principales structures tectoniques qui sectionnent et compartimentent les massifs carbonatés mésozoïques.

Les formations couvertures sont le Lias marneux au sein de la série carbonatée téthysienne, les marno-calcaires néocomiens et les sédiments marneux et détritiques fins de l'Oligocène et du Miocène.

Au contact des Cévennes, les formations s'amincissent fortement, délimitant un seuil pour la sédimentation pendant la mise en place de la plateforme téthysienne (Dubois & Delfaud, 1989). Entre le Lias et le Dogger a lieu le rifting de la Téthys (Boillot et al., 1984; Lemoine, 1985, Lemoine et al., 1986; Lemoine & Graciansky, 1998), contrôlé par des failles normales extensives qui réactivent la bordure cévenole (Giot et al., 1991, Hamon & Merzeraud, 2008). Au Lias marneux, ce seuil constitue le bord Nord-Ouest du bassin qui s'approfondit vers le Sud. Le dépôt centre n'est pas précisément situé, car la qualité de la sismique au Sud et le manque de forage ne le permettent pas, mais il se situe entre l'anticlinal de Viols-le-Fort et le chevauchement de Montpellier, où le Lias marneux atteint une épaisseur de plus de 1400m. La puissance du Lias marneux diminue vers l'Est, où la sédimentation semble majoritairement contrôlée par la faille des Matelles, et vers le Sud au delà du chevauchement du Montpellier.

La couverture néocomienne n'est pas présente sur tout l'ensemble de la zone. Elle est conservée à l'Est de la faille des Matelles et au Nord du chevauchement du Pic Saint Loup. Dans le chapitre II (partie 3.2.2 sur les bauxites), on a pu prouver qu'une grande partie de l'érosion de cette formation était acquise durant l'Isthme durancien. La position des bauxites dans la région ainsi que le contact direct des dépôts rognaciens sur les calcaires jurassiques mettent en évidence les aires où la couverture néocomienne a été décapée lors de cet événement. En addition, une seconde phase d'érosion de la couverture néocomienne s'est produite durant la compression pyrénéenne. Cette érosion est essentiellement localisée sur les reliefs qui se forment : le chevauchement de Montpellier et le chevauchement du Pic saint Loup. Suite à l'épisode durancien, la couverture néocomienne recouvrait encore la bordure nord du relief du Pic Saint Loup et la partie Est du chevauchement de Montpellier (voir chapitre II.3.2.2). Enfin la troisième phase de dénudation des sédiments néocomiens se produit lors de l'extension Oligocène. En effet, le *hanging-wall* de la faille des Matelles présente une structure en synclinal sur rampe correspondant au bassin syn-rift et indiquant la présence de Néocomien sur la bordure du massif calcaire Jurassique situé au NW de la faille (Benedicto et al., 1999).

Les derniers terrains imperméables susceptibles d'influencer la répartition de la karstification sont constitués par les sédiments syn-rift oligocènes déposés sur un intervalle d'Eocène supérieur à Oligocène (Crochet, 1984; Séranne, 1999). Ces sédiments sont concentrés dans les bassins allongés et étroits qui bordent les failles normales d'orientation SW-NE de Boissière, Montarnaud, Matelles-Corconne, Saint-Clément, Prades et Teyran. Ces bassins atteignent en général une profondeur de quelques centaines de mètres, illustrée par le profil H83_J (fig 3.11). Dans les bassins de l'Hérault et de Vistrinque, l'épaisseur des séries oligo-miocènes excède 1000m et 4000m, respectivement. Le remplissage est essentiellement composé de marnes et de silts -et d'évaporites dans le bassin de Vistrinque (Valette & Benedicto, 1995)- constituant une couverture peu perméable; alors que les faciès détritiques plus grossiers sont cantonnés à la proximité immédiate des failles normales (Benedicto, 1996).

Pour la modélisation géologique, le choix des failles prises en compte est important. Elles sont choisies en fonction de : 1) la compartimentation qu'elles créent au sein de la plateforme carbonatée, 2) la quantité de mouvements qu'elles imposent de part et d'autre de leur tracé, 3) la sédimentation qu'elle accommode et 4) l'érosion qu'elles induisent.

Dans la partie Nord montpelliéraine, les principales failles normales à l'origine de la formation des bassins oligocènes seront modélisées. Ces mêmes failles qui ont joué au pyrénéen en failles décrochantes senestres (Arthaud & Séguret, 1981), segmentant la plateforme carbonatée en blocs dans lesquels la compression N-S s'exprime par des plis et des chevauchements d'orientation E-W, comme les chevauchements de Montpellier et du Pic Saint Loup.

Dans la zone nord montpelliéraine, l'imagerie du chevauchement de Montpellier par les profils sismiques est très limitée. Dans la partie Est, seul l'émergence du chevauchement est visible. Dans la partie Ouest, bien que la qualité des profils sismiques le traversant soit médiocre, on peut néanmoins suivre le plongement du plan de chevauchement en profondeur ; il semble correspondre à un palier de bloc inférieur et une rampe de bloc supérieur, ce qui est confirmé par la cartographie (Andrieux et al., 1971) et les données lithostratigraphiques du forage de Murviels-les-Montpellier. Le contact par faille du Lias calcaire sur le Rognacien en fond de forage, permet d'estimer la flèche de déplacement vers le Nord supérieure à 5km (supérieur à 7km selon Arthaud & Durant, 1989).

Plus au nord, l'anticlinal déversé du Pic Saint Loup se développe sur un plan de chevauchement limité à l'Est par la faille des Matelles et à l'Ouest par la faille décrochante de Viols-le-Fort qui découpe l'anticlinal de Viols-le-Fort. Ces deux structures anticlinales co-linéaires selon un axe WSW-ENE, indiquent une genèse commune.

L'émergence du chevauchement du Pic Saint Loup est classiquement justifiée par la présence d'une faille "d'âge durancien" (Séguret, 1993 *unpublished*, modifié in Petit et al., 2005), d'orientation EW affectant le socle qui aurait permis la préservation des sédiments néocomiens du bassin de Saint-Martin-de-Londres. Or comme vu précédemment dans le chapitre II (bauxite), l'érosion différentielle du néocomien acquise pendant l'Isthme durancien serait liée à la présence d'une paléo-topographie héritée du Tithonien, et non par l'existence d'une faille. De plus, les profils sismiques qui traversent la structure du Pic Saint Loup ne présentent aucune évidence de faille de socle. Le profil H83_M montre que le dépôt-centre des formations néocomiennes se situe à la périphérie Nord du bassin de Saint-Martin-de-Londres (fig 3.8) et présente clairement un fort amincissement d'épaisseur en direction du chevauchement suggérant une bordure sud limitée par une flexure et non-pas une faille. L'existence de cette faille durancienne ne sera donc pas retenue pour la construction du modèle 3D. La

tectonique de mise en place du chevauchement du Pic Saint Loup sera modélisée comme une déformation de couverture avec un plan de décollement dans le Trias, branché à l'Est sur la faille des Matelles et à l'Ouest à la faille décrochante de Viols-le-Fort, agissant comme rampes latérales.

3.2. ZONE DU BASSIN DE L'HERAULT

Recouvert par les sédiments marins du Burdigalien, le bassin de l'Hérault ne montre pas d'évidence de tectonique en surface. La sismique et les forages révèlent une structure complexe, formée principalement par deux épisodes tectoniques qui sont la compression pyrénéenne et l'extension oligo-miocène (fig 20a).

Une première interprétation des profils sismiques ayant pour but l'étude des structures extensives (Maerten & séranne, 1995) met en évidence la présence de deux sous-bassins constituant les deux dépôts-centres oligocènes du bassin de l'Hérault séparés par une zone de transfert, appelée "la Sétoise" (Benedicto 1996). L'interprétation réalisée dans ce travail donne lieu à une réinterprétation des structures extensives et remet en cause le modèle de mise en place de ces structures pour les terrains à l'Ouest de la zone de transfert. Le nombre de profils sismiques mis à disposition ainsi que leur retraitement permet de proposer un écorché du synrift, avant le dépôt des sédiments oligocènes (fig 3.21). Sur cette carte, on observe la zone de transfert de la Sétoise qui limite et compartimente deux types d'architectures sédimentaire et tectonique différentes.

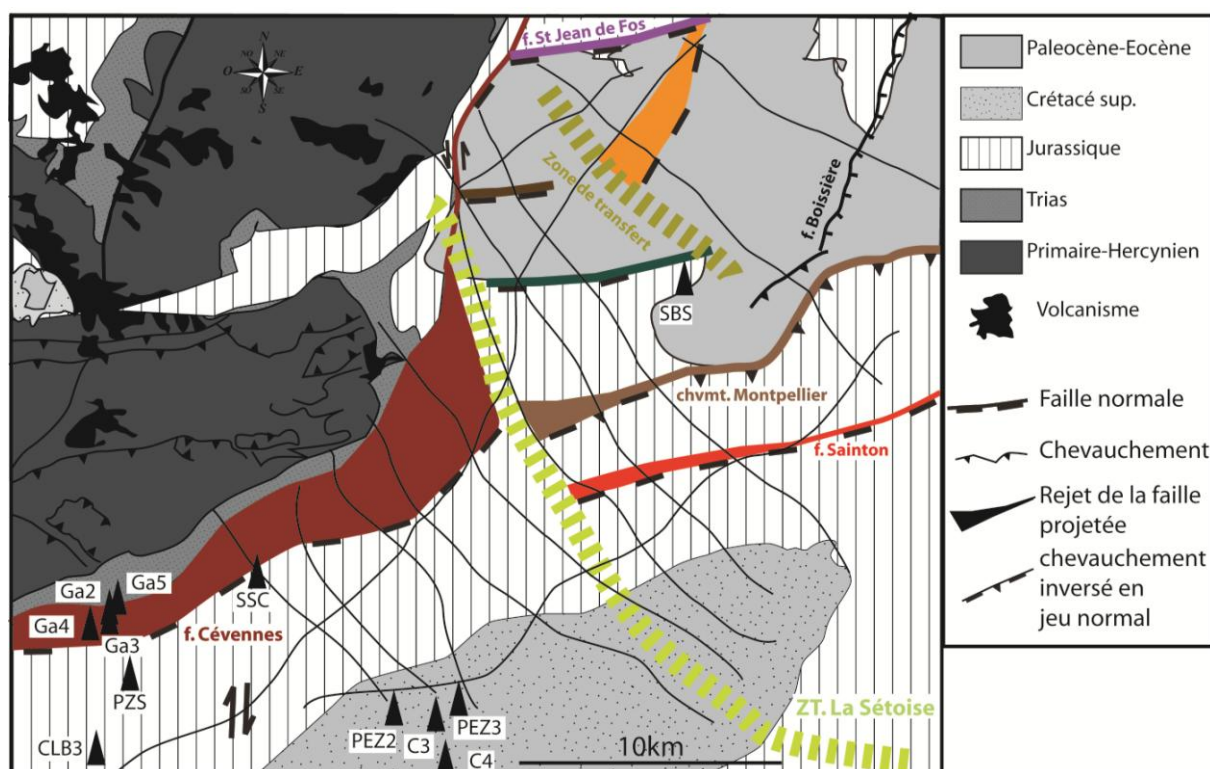


Figure 3.21 : Ecorché du synrift sur lequel sont reportés et interpolé les failles et chevauchements affectant les formations téthysiennes. 2 styles structuraux cohabitent, séparés par la zone de transfert de la Sétoise.

Au Nord-Est de la Sétoise

La zone se structure par une série de failles normales qui effondrent un ancien relief constitué par des calcaires lacustres Eocène reposant sur la série Jurassique (fig 3.21). L'anticlinal imagé au Nord-Ouest du bassin ouest par le profil H83_F constitue le témoin de ce relief (fig 3.16).

Vers le Sud Est on rencontre plusieurs écailles chevauchantes, jusqu'à retrouver le chevauchement principal de Montpellier qui traverse le bassin ouest sous la couverture Oligo-miocène après une virgation où il prend un axe d'orientation SW-NE. Vers l'ouest de son tracé, ce chevauchement est réactivé en faille normale, tel qu'illustré sur le profil H83_E (fig 3.17). Il est limité par la zone de transfert et ne se poursuit pas sur les autres profils. Plus au Sud-Est, la faille de Sainton, cartée sur la feuille de Montpellier, s'arrête sur cette zone de transfert, où son rejet est maximum. Les profils qui traversent le bassin de Villeveyrac à l'Est de la zone de transfert, illustrent un synclinal étroit et symétrique à cœur Vitrollien.

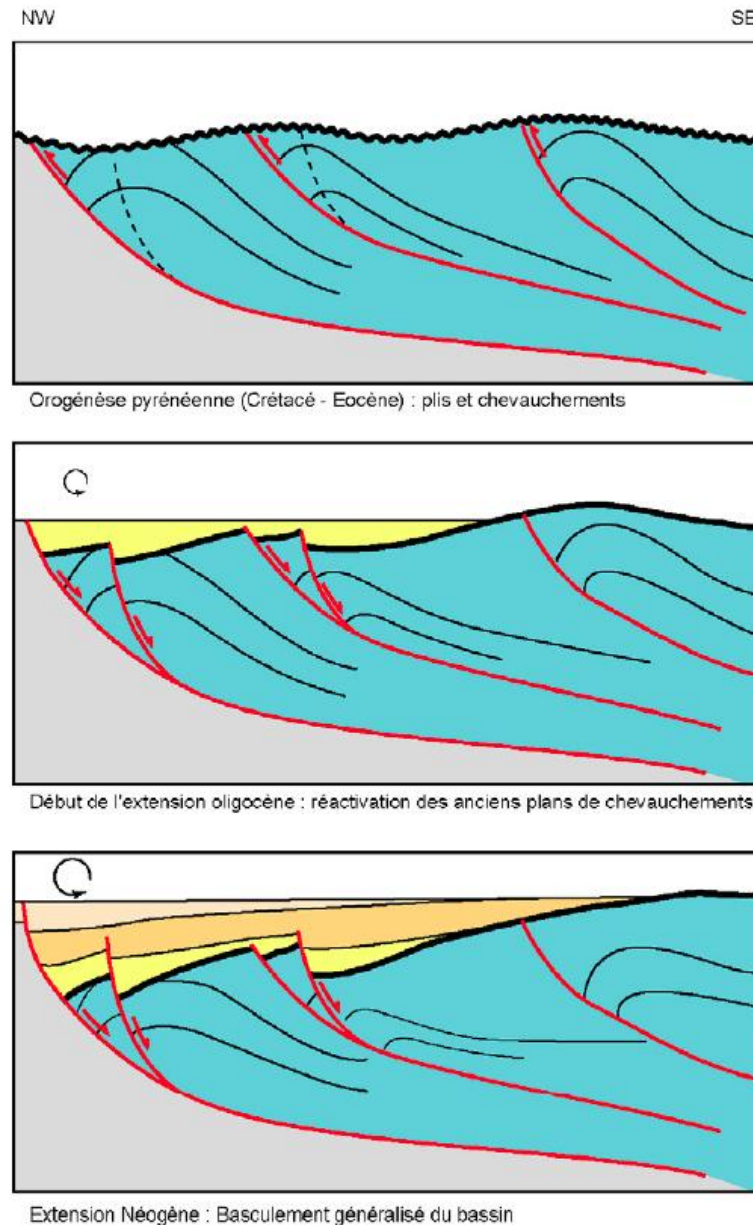


Figure 3.22 : Modèle schématique de l'évolution du bassin de l'Hérault du Crétacé au Néogène (Serrano & Hanot, 2005)

Au Sud-Ouest de la Sétioise

Le profil H84_D montre un dépôt des séries oligocènes en éventail contre la faille des Cévennes (fig 3.19). La géométrie des formations jurassiques et crétacées ainsi que celle de leur

troncature liée à l'érosion anté-oligocène sur laquelle progradent les dépôts aquitaniens, suggèrent la réactivation d'un chevauchement en faille normale.

Ce modèle d'inversion de structures compressives évoquées par Serrano & Hanot, 2005 (fig 3.22) semble se confirmer lors de cette étude. Il diffère de l'évolution proposée par Maerten & Séranne (1995) qui envisagent la néoformation des failles normales du bassin de l'Hérault. En revanche, on distingue lors de la réinterprétation, une différence majeure dans l'organisation des structures réactivées en faille normale. Cette différence réside dans le fait qu'au nord, l'inversion est appliquée à une série de chevauchements, alors qu'au Sud, le mouvement est accommodé par la seule et unique faille des Cévennes. La zone de transfert accommode donc de part et d'autre deux styles tectoniques différents acquis lors de la mise en place des chevauchements, au Pyrénéen (fig 3.23).

Un seul chevauchement au Sud Ouest de la Sétoise, décolle dans le Trias et chevauche sur le socle au Nord de la faille des Cévennes. Cette partie émergente du chevauchement est érodée avant d'être réactivée en faille normale à l'Oligocène. On remarque que le rejet normal de la faille oligocène des Cévennes est maximal contre la zone de transfert et diminue vers le SW. La répartition du rejet horizontal sur la faille oligocène des Cévennes paraît être conditionnée par son tracé. En effet, son rejet est maximum lorsque la faille prend une orientation NE-SW, perpendiculaire à la direction d'extension du rifting oligocène. Il diminue lorsque l'orientation de la faille s'infléchit vers l'W-SW. La faille des Cévennes a aussi probablement contrôlé la structure de la région lors de la compression pyrénéenne. La différence de style tectonique de part et d'autre de la Sétoise peut s'expliquer par la nature du *footwall* des chevauchements. Au NE de la Sétoise, le *footwall* est constitué par la série téthysienne qui accommode les contraintes pyrénéennes NS par une série de plis et chevauchements EW, provoquant la formation de plusieurs rampes émergentes enracinées dans le Trias, typique d'un décollement de couverture. Au SW de la Sétoise, le *footwall* du chevauchement est constitué par le socle de la Montagne Noire, qui localise l'émergence d'une rampe septentrionale le long du haut structural et/ou paléo-relief constitué par le socle (fig 3.23). A l'oligocène, les structures préexistantes sont réempruntées et accommodent l'étirement selon leur direction (fig 3.23).

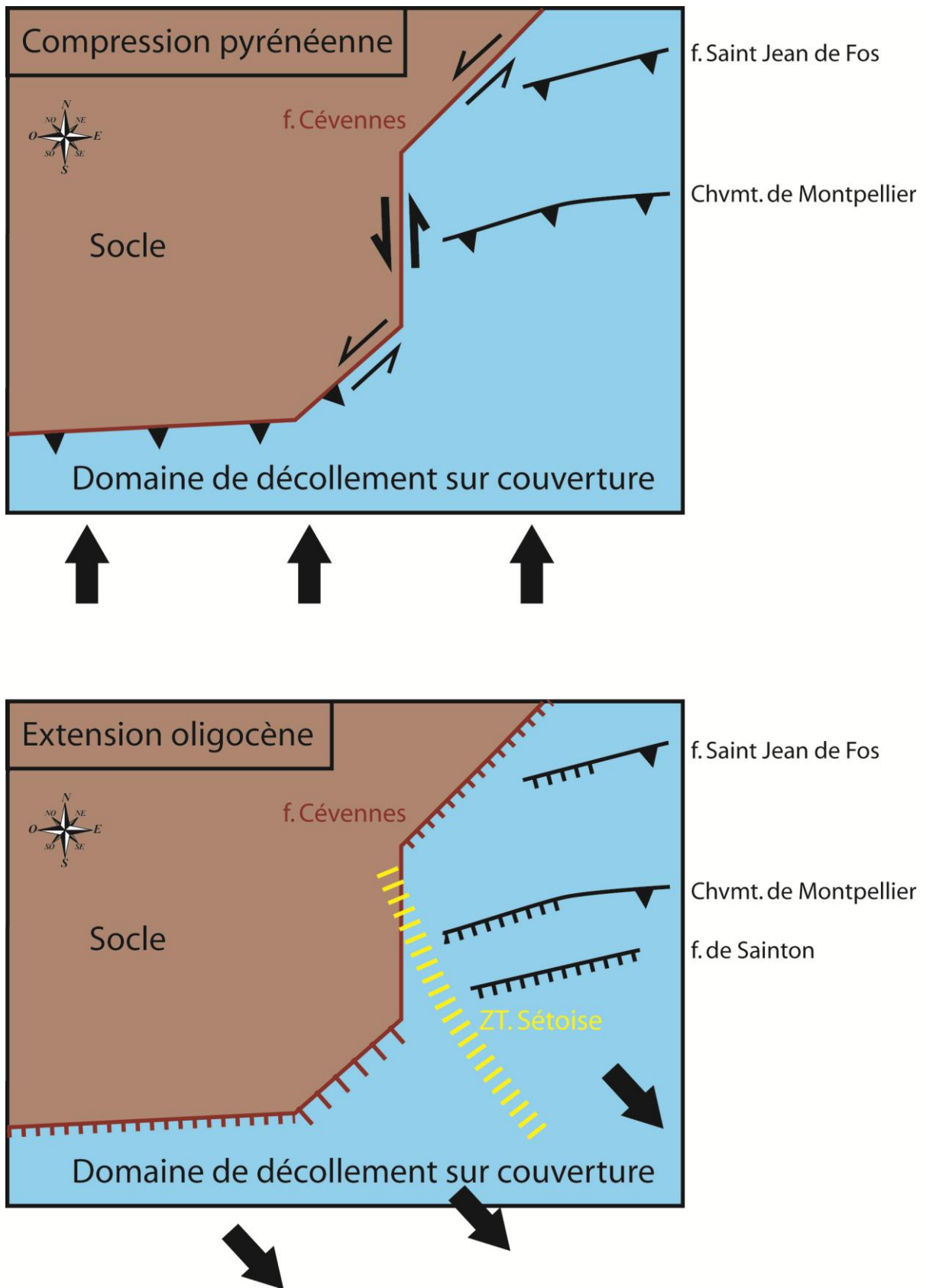


Figure 3.23 : Approche schématique pour expliquer l'orientation des chevauchements au Pyrénéen et la réactivation en extension préférentielle à l'Oligocène.

3.3. PARTIE SUD DU CHEVAUCHEMENT DE MONTPELLIER

La zone sud du chevauchement de Montpellier appartenant au modèle est très peu imagée par les profils sismiques. Le seul segment de profil sismique qui traverse le chevauchement de Montpellier est de mauvaise qualité et illustre très mal les structures et les formations géologiques. L'interprétation de cette partie Sud du modèle s'appuie donc sur les données cartographiques, des données gravimétriques, sur les quelques forages profonds situés dans le bassin de Villeveyrac, sur la Gardiole, à Murviel-les-Montpellier et le forage géothermique d'Antigone, à Montpellier ainsi que les données de forages peu profonds extraits de la Banque du Sous-Sol (BSS).

Afin, d'approcher la géométrie des structures profondes dans leur ensemble, les données gravimétriques apportent des informations primordiales. La carte d'anomalies de Bouguer a été construite par interpolation des données de stations gravimétriques de la région, fournies par le BRGM (fig 3.24). La carte d'anomalies de Bouguer met en évidence la faille de Nîmes visible sur le terrain et reportée sur carte géologique dans sa partie Nord, mais aussi son tracé sous les étangs palavasiens, au sud de l'agglomération Montpellieraine. La faille de Nîmes se branche sur une faille de direction méridienne qui semble corrélée avec la continuité sud de la faille de la Mosson. Cette dernière limite le massif de la Gardiole à l'est et se poursuit au Sud en mer, séparant deux blocs distincts constitués d'une anomalie positive forte (en rouge) à l'Ouest et d'une anomalie plus faible (bleu-vert) à l'Est.

Dans sa partie Nord, depuis le chevauchement de Montpellier jusqu'aux étangs palavasiens, la faille de la Mosson présente un faible rejet. En mer, le profil sismique 84WS-10 (fig 3.25), montre une faille normale de fort rejet, à l'aplomb de l'anomalie gravimétrique, qui permet de corrélée avec la faille de la Mosson. En effet, la préservation des sédiments oligocènes (réflecteurs en violet) résulte de cette faille. Cependant, la géométrie des dépôts quasiment isopaques ne semble pas indiquer un contrôle de celle-ci. La séquence Oligocène serait contrôlée par des failles parallèles au tracé du profil, telle que la faille de Nîmes. La faille normale à regard nord, qui traverse le profil 84SW_10 et vient se brancher sur la faille de la Mosson, semble être une faille antithétique à la faille de Nîmes (fig 3.26). Il est peu probable qu'on puisse voir la faille de Nîmes sur le profil 84SW_10, car elle s'enracine dans le socle (Benedicto et al, 1996); le profil n'atteint pas la profondeur suffisante pour l'intercepter.

Les failles de la Mosson et de Nîmes, limitent donc un compartiment effondré sur lequel s'est développé un bassin oligo-miocène qui occupe la zone Sud-Est de l'emprise du modèle géologique 3D.

Au Nord de la faille de Nîmes, malgré le recouvrement important de la zone par les formations du Plio-Quaternaires, il est possible de construire un écorché anté-Pliocène, grâce aux nombreux forages de la zone (fig 3.27). On met alors en évidence l'existence d'un bassin sous Montpellier dont le centre est traversé par le forage d'Antigone et présente les dépôts miocènes et oligocènes, à des profondeurs respectives de 205m et 703m, avant d'atteindre le Dogger à une profondeur de 703m, soit une altitude de -685m NGF.

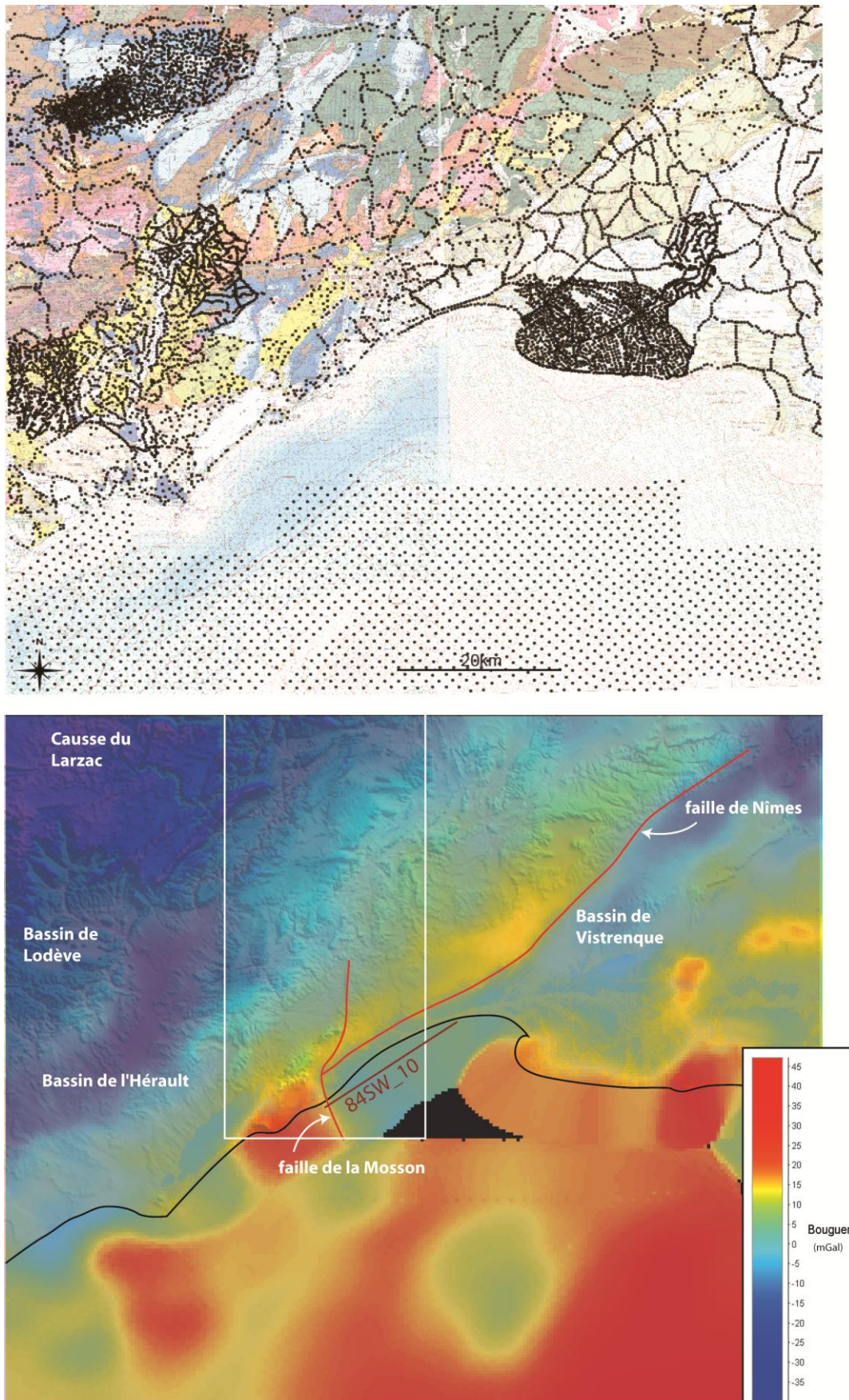


Figure 3.24 : a) Position des stations gravimétriques sur la carte géologique (BRGM, 1/250000). b) Tracé des failles de Nîmes et de la Mosson suivant la carte de l'anomalie de Bouguer tirée de l'interpolation des données gravimétriques.

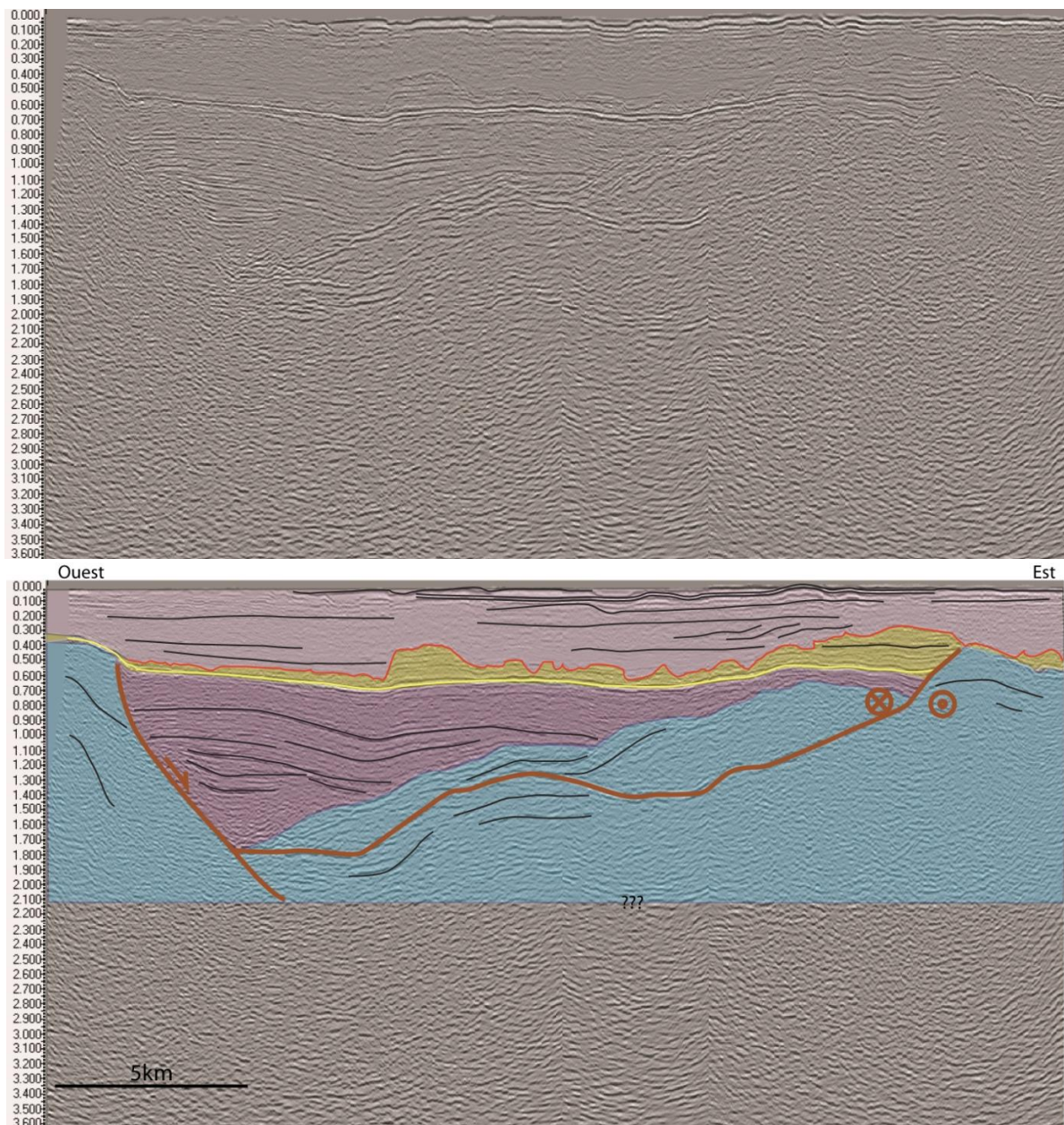


Figure 3.25: Profil 84SW_10 (voir figure 3.24). a) profil vierge. b) profil interprété pour la mise en évidence du passage de la faille de la Mosson à l'Ouest du profil.

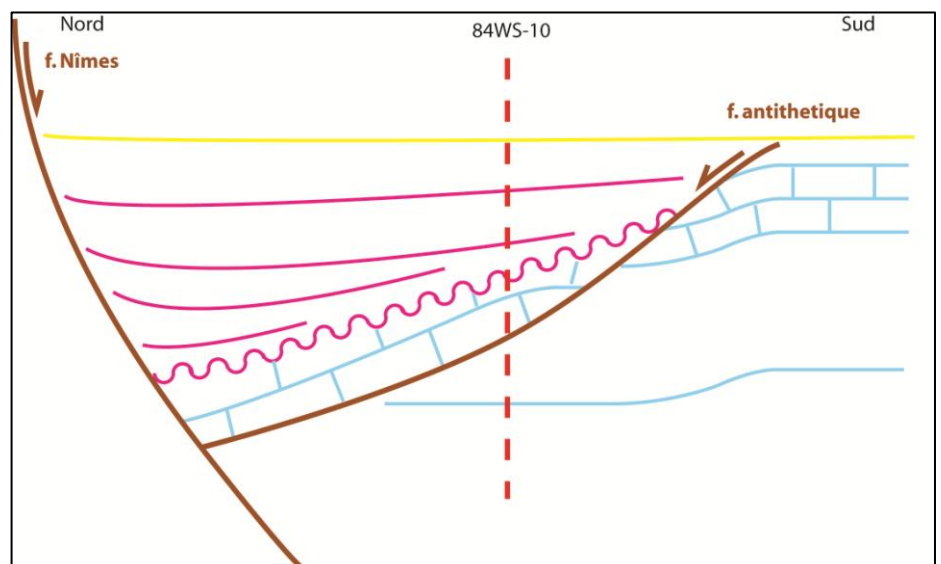


Figure 3.26 : Coupe schématique qui traverse le profil 84SW_10 pour expliquer la morphologie du *hanging-wall* de la faille de la Mosson et sa relation avec la faille de Nîmes.

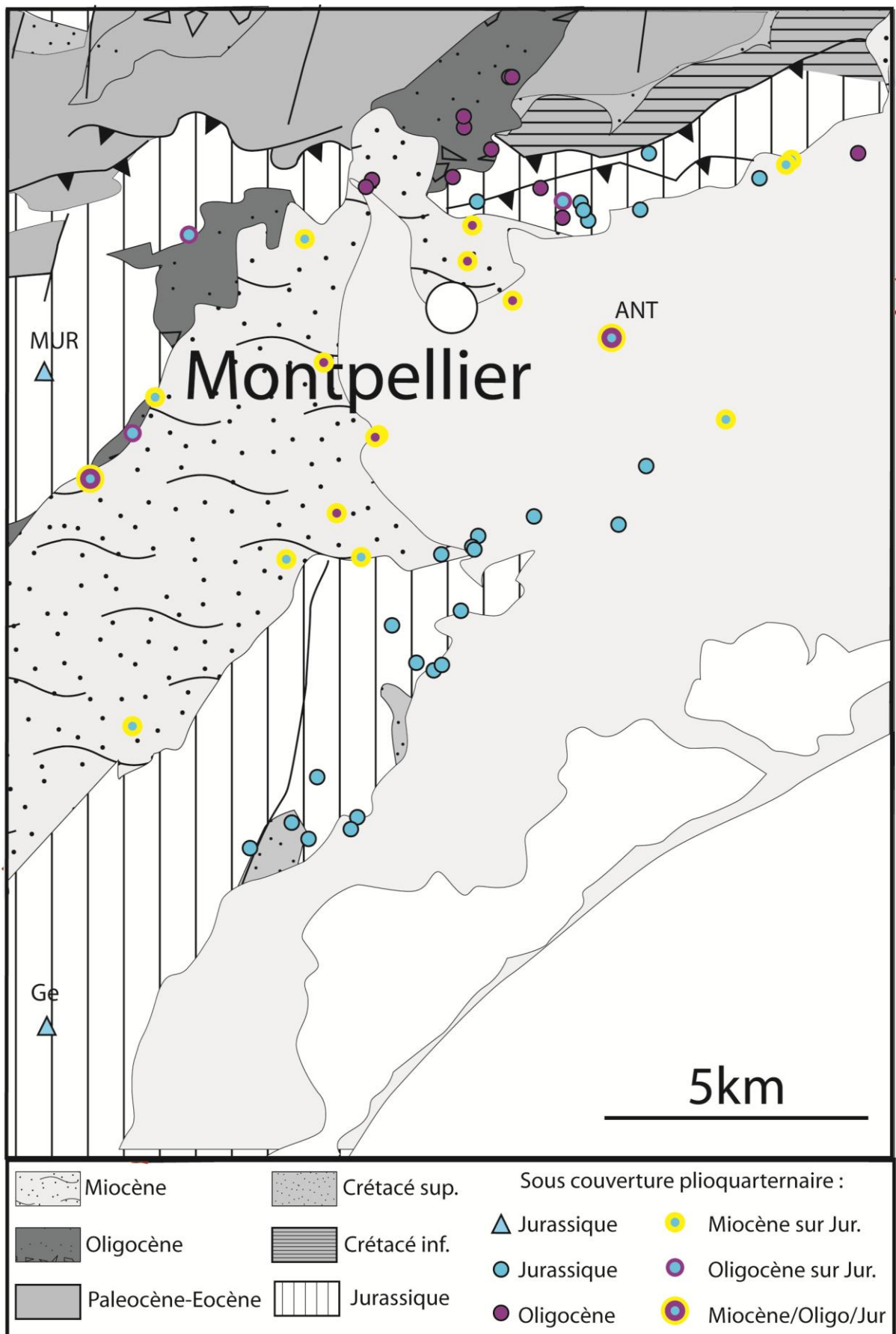


Figure 3. 27 : position des forages traversant la couverture Plio-Quaternaire de la zone montpelliéraine.

Le bassin de Montpellier (forage d'Antigone) est limité au Sud par un haut structural de Jurassique au *footwall* de la faille de Nîmes. On peut imaginer deux hypothèses pour la formation de ce bassin de Montpellier liée à l'extension oligocène. Soit il résulte du rejeu du chevauchement de Montpellier réactivé en faille normale, permettant d'accommoder les dépôts synrift (fig 3.28).

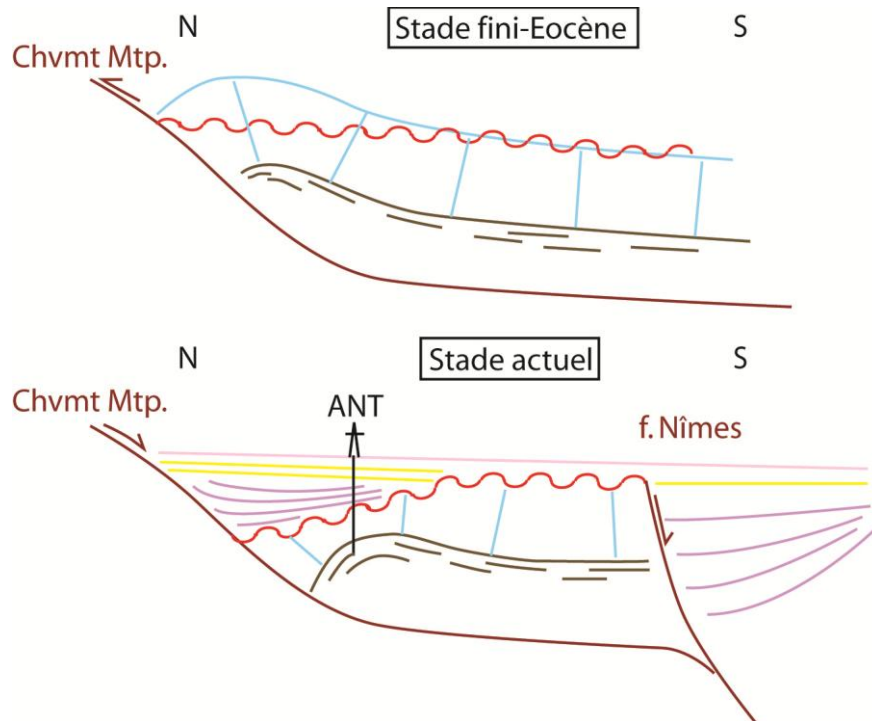


Figure 3.28 : Coupe schématique de l'hypothèse 1 de la mise en place du bassin de Montpellier.

Soit il résulte d'une faille normale antithétique au chevauchement et enracinée dans ce dernier, délimitant un horst de Jurassique au *footwall* de la faille de Nîmes (fig 3.29).

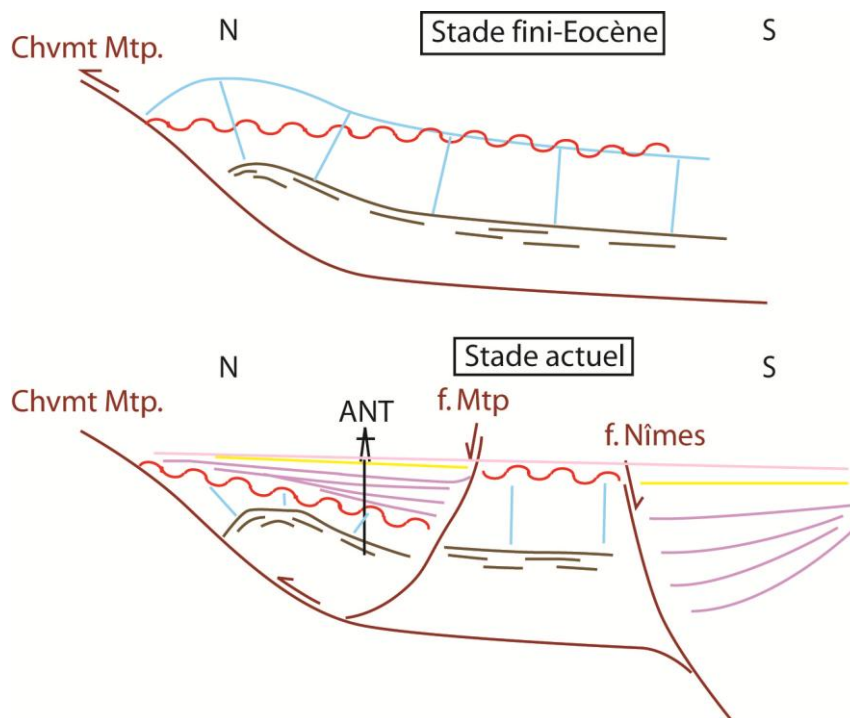


Figure 3.29 : Coupe schématique de l'hypothèse 2 de la mise en place du bassin de Montpellier.

L'hypothèse de travail retenue est cette dernière, résultant d'une faille normale, appelée faille de Montpellier (figure 3.30). Ce choix est confirmé par la discordance angulaire (fig 3.29) et non par faille (fig 3.28), des dépôts oligocènes recouvrant l'anticlinal au front du chevauchement de Montpellier. De plus, comme vu dans le chapitre II (sur les bauxites), la faille de Montpellier, jouant en faille normale à l'Oligocène, correspond à la partie supérieure d'une structure héritée de l'Isthme Durancien, découpée et déplacée vers le Nord par chevauchement de Montpellier. La faille de Montpellier utilise le chevauchement de Montpellier comme niveau de décollement à l'Oligocène, mais elle était auparavant une faille de socle située plus au Sud : la faille de l'Isthme durancien de Montpellier (voir chapitre II). Un modèle tectonique similaire a été proposé plus au NE (Benedicto et al., 1996). Le horst jurassique limité par les failles de Nîmes et de Montpellier constitue donc une structure équivalente à la Gardiole de l'autre côté de la faille de la Mosson ; on l'appelle le horst de Lattes (fig 3.30).

A l'Ouest de la faille de la Mosson, les terrains anté-pliocènes affleurent et présentent une géométrie complexe montrant plusieurs blocs individualisés, difficilement corrélables sur l'ensemble de la zone. En effet, la zone Sud-Ouest du modèle est traversée par 2 forages d'exploration pétrolière qui illustrent les structures tectoniques ainsi qu'une grande partie, voire l'ensemble de la série Jurassique: le forage de murviel_1 (MUR_1, sur la figure 3.27), qui traverse le chevauchement de Montpellier à une profondeur de 1400m et le forage de la Gardiole_1 (Ge_1, sur la figure 3.27) qui trouve le socle Paléozoïque à une profondeur de 1800m. Or ces deux forages, séparés de 13.5 km illustrent des styles structuraux très différents et présentent des caractéristiques lithostratigraphiques difficilement corrélables. Une des particularités notables est l'absence de Lias calcaire (Hettangien et Sinémurien) au sein du forage de la Gardiole, alors que cette série mesure plus de 700m à Murviel. Cette absence au sein de la série jurassique est unique dans la région, et il est difficile de l'expliquer. Dans le rapport de fin de sondage de la Gardiole, plusieurs hypothèses sont proposées (fig 3.31). Les plus vraisemblables sont 1) une faille normale d'un rejet d'au moins 500m, qui décalerait suffisamment les séries pour placer le Lias Marneux en face des formations triasiques, ou 2) une lacune de sédimentation au sein de la série liasique.

L'hypothèse tectonique se heurte au fait qu'aucune observation au cours du sondage, ni même aucun indice dans le carottage électrique n'ont mis en évidence une zone broyée correspondant à une faille. De plus, on ne connaît pas en surface de faille présentant un rejet aussi important pour expliquer la disparition d'une série d'épaisseur excédant 500m. L'hypothèse de variations d'épaisseur stratigraphique sera retenue comme hypothèse de travail, car on observe au sein de ce forage une épaisseur de Dogger très importante (plus de 1000m) sans évidence de chevauchement, unique dans la région. Enfin, le rapport de fin de sondage mentionne des évidences de puissance des séries kimméridgiennes très différentes de part et d'autre des failles. Ceci suggère que la Gardiole a constitué un seuil pendant la période téthysienne en accommodant des mouvements verticaux provoquant l'enregistrement d'une série jurassique différente du reste de la région.

Il est possible que ce seuil de la Gardiole, très ancien, soit une structure qui ait été sollicitée à plusieurs reprises au cours des temps géologiques. Dans le chapitre II.3 consacré aux bauxites, nous mettons en évidence la terminaison d'un bassin limité au Sud par la faille de socle de l'Isthme durancien de Montpellier, dont les failles de la Gardiole et de Montpellier sont les émergences, décalées et emportées plus au Nord par le chevauchement de Montpellier.

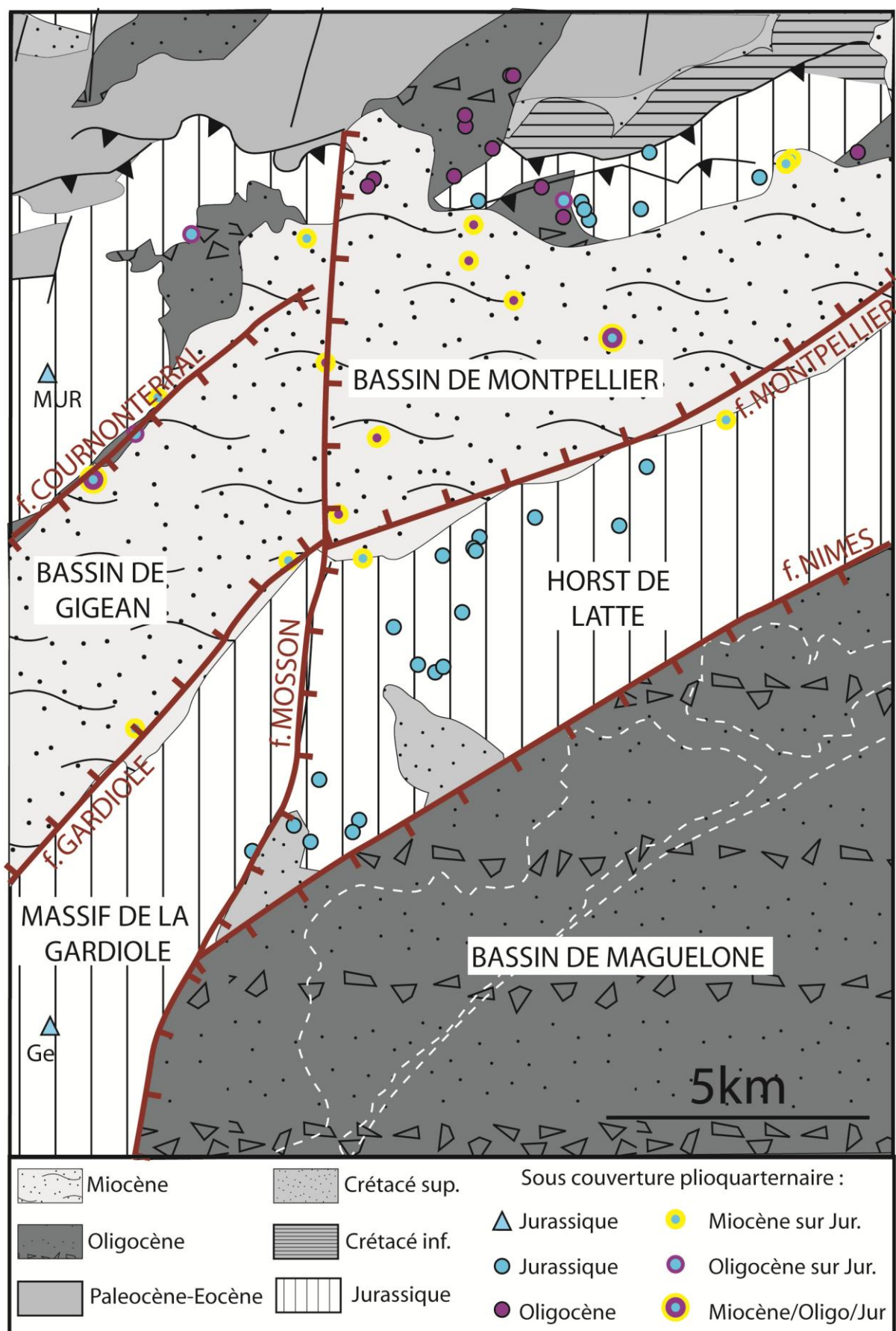


Figure 3.30 : Carte d'écorché des formations affleurante et des structures sous la couverture plioquaternaire.

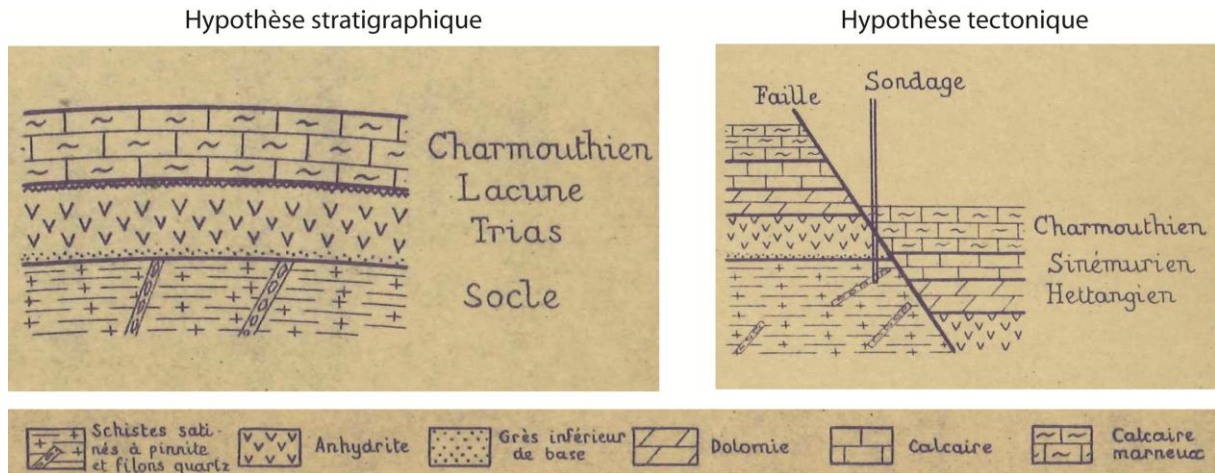


Figure 3.31 : Illustrations des hypothèses proposées et extraites du rapport de fin de sondage pour expliquer l'absence du Lias calcaire au sein du forage de la Gardiole_1. a) Hypothèse stratigraphique et b) hypothèse tectonique.

De ce fait, le horst jurassique de Lattes, limité par la faille de Montpellier, doit comporter en son sein, la même lacune de Lias calcaire que son homologue de la Gardiole. La faille majeure de socle à l'origine de ces deux failles décalées par la faille de la Mosson, est située plus au Sud, à une distance égale à la flèche du chevauchement de Montpellier, qui est d'au moins 7 km (Arthaud et Durant, 1989).

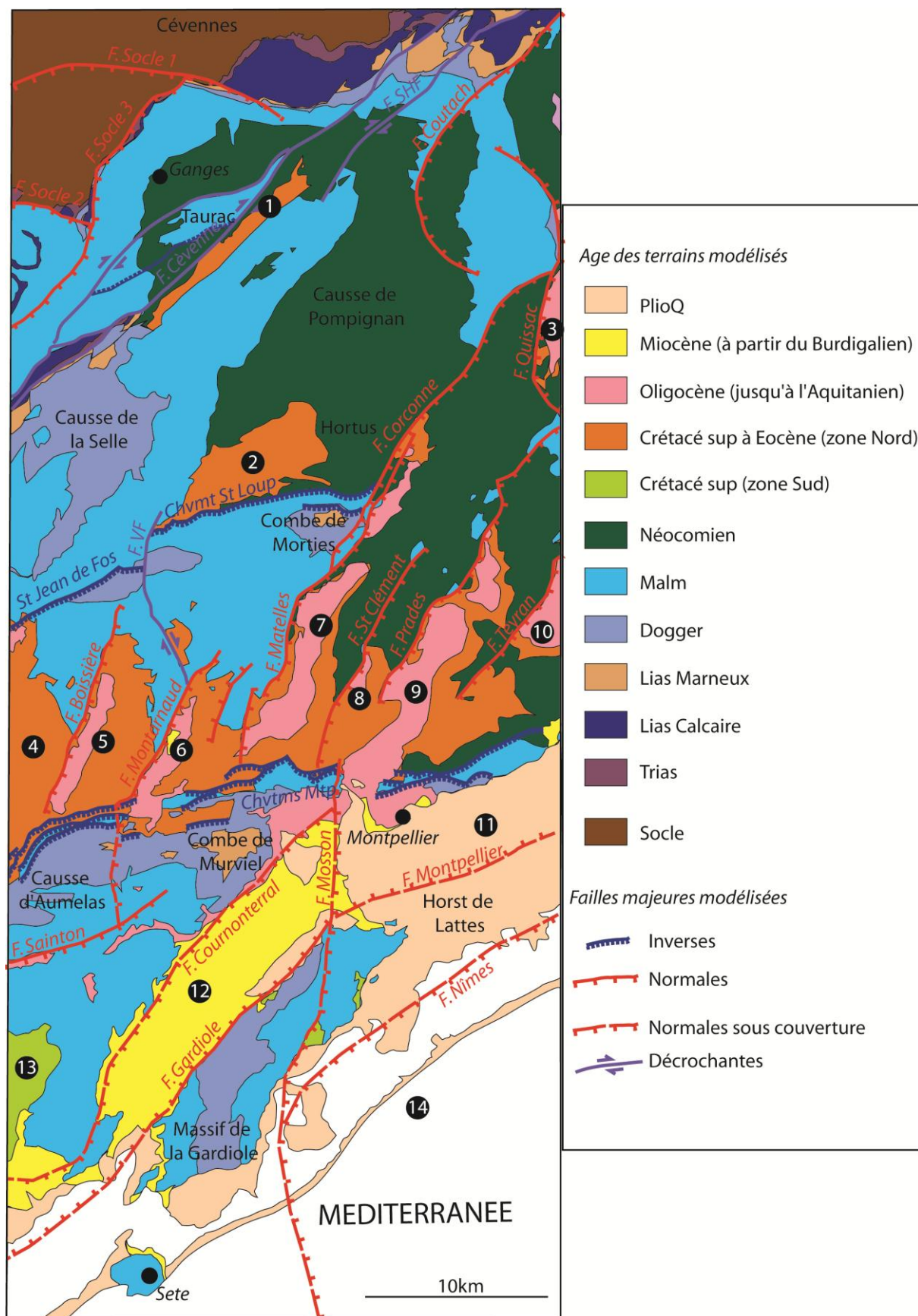
Concernant le chevauchement de Montpellier dans la partie SW de la zone modélisée, il semblerait qu'il s'enracine dans le socle, avant d'atteindre le forage de la Gardiole. En effet, la position haute de la Gardiole et l'absence de Lias calcaire, soulèvent d'autant le niveau de décollement du Trias, à une altitude de -1475m NGF, qu'il est impossible de raccorder au plan de chevauchement de Montpellier, qu'on trouve à Murviel à -1295 m NGF. Cette différence d'altitude de 180m largement inférieure à la hauteur (1403m) des séries chevauchantes au front du chevauchement de Montpellier prouve que le Trias de la Gardiole ne constitue pas le niveau de décollement du chevauchement de Montpellier et que celui-ci s'enracine dans le socle, au nord de la Gardiole. De plus, le socle primaire traversé par le forage de la Gardiole est constitué de schistes à pinnite (mica blanc d'altération), et semble s'apparenter au Dévonien métamorphique des Pyrénées (Bosma, 1967) très différent des séries Paléozoïques connues au nord.

En revanche au Sud Est de la faille de la Mosson, il est plus probable que le chevauchement de Montpellier s'enracine au niveau de la faille de Nîmes. La faille de Nîmes aurait alors utilisé la structure préexistante de l'enracinement du chevauchement de Montpellier lors de l'ouverture du Golfe du Lion, réactivant le chevauchement de socle avec un jeu normal.

La différence d'altitude des deux paliers du chevauchement de Montpellier, permettant d'accommoder deux styles structuraux de part et d'autre de la faille de la Mosson, serait donc liée à la présence de cette dernière qui constitue une rampe latérale lors de la déformation pyrénéenne, puis de l'extension oligocène.

3.4. SCHEMA STRUCTURAL CONCEPTUEL POUR LA MODELISATION 3D

En résumé, la géométrie et la position actuelle des massifs carbonatés, découle d'une succession de déformations tectoniques depuis l'Hercynien, dont les structures ont été réactivées suivant les états de contraintes successifs. C'est particulièrement vrai pour les failles d'orientation cévenole qui sont sollicitées lors de chaque grand épisode tectonique, comme les failles des



Matelles, Saint-Clément, Prades, Teyran. Ces failles sont structurées dans le socle à l'Hercynien, assurent l'extension téthysienne, et limitent des seuils pendant l'Isthme durancien. Lors de l'évènement pyrénéen, une tectonique de couverture est générée sur le niveau de décollement triasique. Les blocs téthysiens, déplacés vers le Nord sont régis par des mouvements sénestres et compressifs le long des failles de direction cévenole. Au sein de ces compartiments, les déformations s'expriment par des plis et chevauchements d'axe EW. A l'Oligocène, l'évolution de la zone se fait en extension en relation avec l'ouverture du Golfe du Lion. Cet épisode a pour effet de réactiver les anciennes discontinuités (chevauchements et décrochements) en failles normales qui décollent dans le Trias, étirant la couverture téthysienne. Ces failles réactivées possèdent des rejets contrôlés par l'orientation des failles : maximum lorsque le tracé de la faille est perpendiculaire à la direction d'étirement.

Le schéma structural conceptuel pour la modélisation prend en compte les principales failles dont l'activité polyphasée a été discutée dans ce chapitre et dont il faut tenir compte lors de la modélisation. Le découpage lithostratigraphique reprend les grands ensembles sédimentaires de la région en prenant soin de distinguer les formations carbonatées karstifiables des formations couvertures imperméables (fig 3.32).

4. CONSTRUCTION DU MODELE 3D (APPROCHE STRUCTURALE & MODELISATION)

Dans cette partie est décrite la méthode de construction d'un modèle géologique 3D de la zone d'étude qui nous permet de situer les massifs carbonatés actuels, leurs relations avec les formations couverture et avec les failles. Le modèle géologique 3D constitue le point de départ pour la restauration des coupes qui est traitée dans le chapitre suivant.

La modélisation permet de confronter le schéma conceptuel de départ à la cohérence en 3D. Le logiciel de modélisation ne donne pas la solution, mais permet de se poser les bonnes questions. C'est un outil de visualisation très puissant qui enrichit la réflexion et permet de faire le tri des données géologiques et une mise en cohérence de celles-ci.

Le logiciel de modélisation 3D utilisé ici est "l'Editeur Géologique", ou "*GeoModeller*", développé en collaboration entre le BRGM et la société australienne *Intrepid Geophysics*. Il est commercialisé depuis 2003.

La méthode de modélisation développée pour ce logiciel est l'interpolation 3D d'un champ de potentiel généré par la position des interfaces lithologiques et leur orientation (Lajaunie et al., 1997, et Calcagno et al., 2008). Une interface lithologique délimite 2 formations géologiques. Les données d'orientation, correspondant aux pendages des formations géologiques, sont attribuées à l'interface afin de créer le champ de potentiel. La construction du modèle se fait d'abord par la construction de surfaces, correspondant aux interfaces des formations géologiques modélisées. Celles-ci sont parallèles par défaut, cependant, on peut attribuer à ces interfaces une fonction "*onlap*" ou "*erode*" qui va contrôler la relation de recoupement des interfaces les unes avec les autres. Par exemple :

Si A, B et C sont trois formations lithologiques, il y a donc 2 interfaces modélisées qui sont l'interface entre les formations A et B (AB) et l'interface entre les formations B et C (BC), avec un

champs de potentiel propre à chacune des 2 interfaces induit par des données d'orientation. Suivant le cas où l'interface BC est "onlap" ou "érode", on obtient 2 résultats différents (fig 3.33).

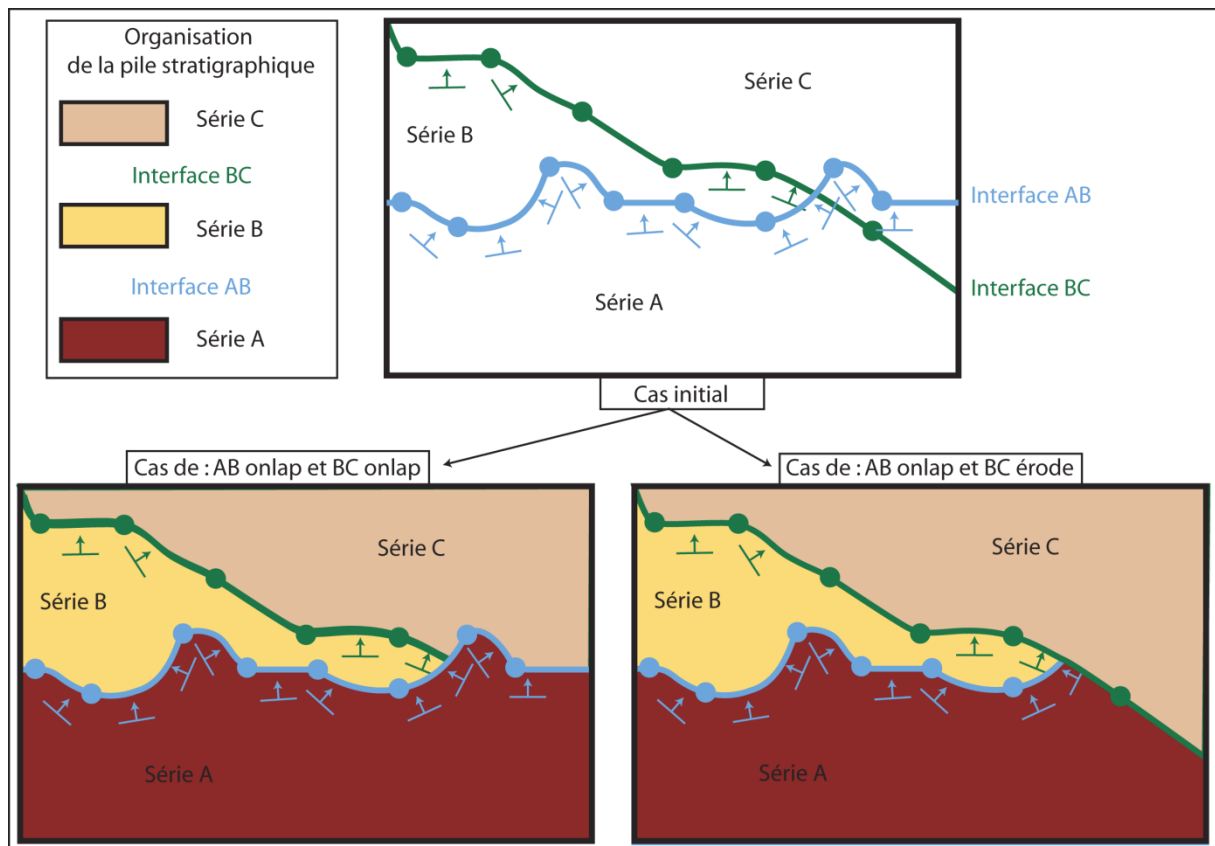


Figure 3.33 : Illustration schématique montrant les différentes relations entre les interfaces lithologiques pour un même schéma structural suivant l'attribut "érode" ou "onlap" qui régit la base des séries. (modifié d'après Calagno et al., 2008)

Conditionné par cette méthode de modélisation, l'utilisateur doit choisir s'il travaille en "base" ou en "top", c'est-à-dire si l'interface AB est le top de la formation A ou la base de la formation B. Une fois qu'il a choisi son mode de travail "base" ou "top", ce mode s'applique à toutes les interfaces lithologiques modélisées.

Concernant la modélisation des failles, il faut insérer une discontinuité dans le champ de potentiel selon trois aspects : 1) modéliser la géométrie de la faille comme une surface, 2) décrire comment la faille se termine dans l'espace et 3) définir de quelle manière elle impacte les interfaces géologiques (Calagno et al, 2008). L'interpolation de la faille se fait de la même manière que pour les interfaces géologiques en créant un champ de potentiel utilisant les points de passage de la faille et des données d'orientation. Ces failles peuvent être soit infinies (à l'échelle du modèle) soit finies. Dans ce dernier cas, il faut lui définir trois attributs 1) son extension (en x, y, z), 2) son influence, 3) et le centre de la faille, où le rejet est maximal.

Les relations entre failles peuvent être gérées de manière très simple sous *GeoModeller*. Dans le cas d'un réseau de failles le logiciel hiérarchise les failles avec une règle du type "cette faille s'arrête sur celle là". Par exemple : si f1, f2 et f3 sont 3 failles (finies ou infinies) et si on donne comme règle f1 s'arrête sur f3 et f2 s'arrête sur f3, on obtient la configuration ci-contre (fig 3.33)

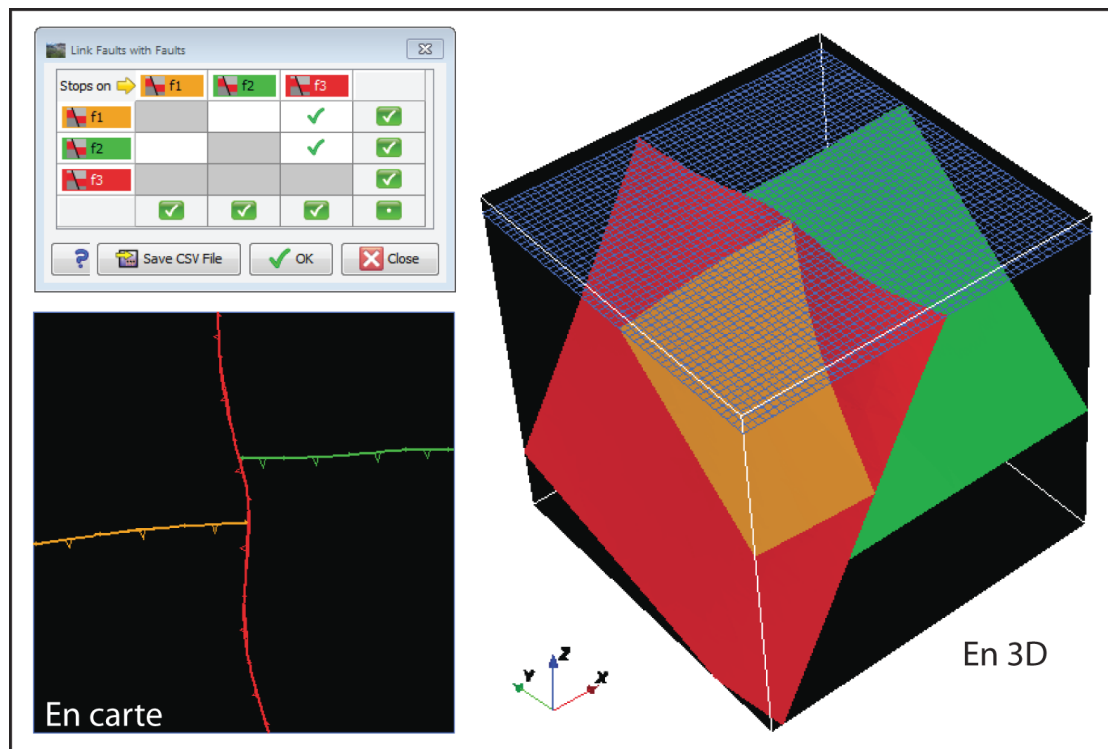


Figure 3.34 : Exemple de relation entre 3 failles et représentation graphique 2D et 3D. Les failles F1(orange) et F2(vert) s'arrêtent sur F3 (rouge).

On peut aussi définir les relations entre failles et formations. Une faille peut ne décaler que certaines formations sans affecter les autres.

Le lecteur intéressé trouvera des informations plus détaillées sur le site dédié au logiciel GeoModeller: <http://www.geomodeller.com/geo/index.php>.

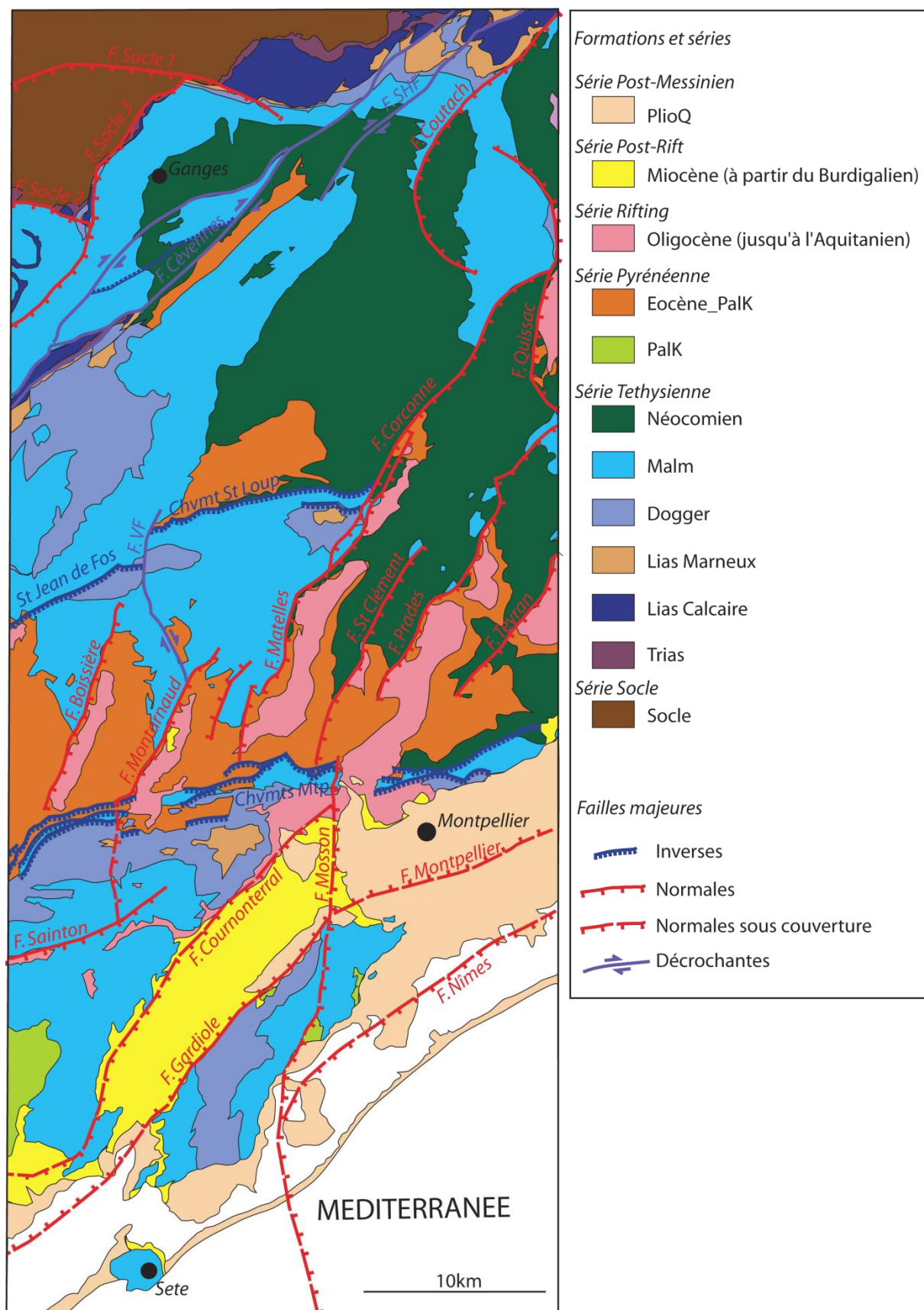
4.1. LES DONNEES D'ENTREES

4.1.1 Les données cartographiques et la pile stratigraphique

Avant de commencer l'importation des données, il faut en premier lieu, définir l'emprise du modèle, les formations géologiques à modéliser, et avoir établi un schéma structural représentant les failles prises en compte dans la modélisation.

L'emprise choisie du modèle couvre une surface d'environ 70 par 30 km (en Lambert II étendu : Xmin=702000m, Xmax=732000m, Ymin=1820500m, Ymax=1891700m) allant des Cévennes jusqu'au littoral de Sète. Le choix de cette emprise est justifié par la répartition des données sismiques, la prise en compte des principales structures tectoniques de la région, ainsi que la distribution des données "paléokarstiques" de surface. L'épaisseur du modèle choisi est de 5500m afin d'illustrer l'ensemble de la pile stratigraphique jusqu'au socle paléozoïque.

Le schéma structural représente les formations et les failles prises en compte pour la modélisation (fig 3.35). La construction du schéma structural est importante car elle permet de faire le tri dans les données géologiques. Par définition, un modèle est une simplification de la réalité, il est donc nécessaire de hiérarchiser les données au préalable, avant de commencer la modélisation, afin de simplifier sans perdre trop d'information. Comment regrouper les étages, les formations? Quelles failles sont dites majeures, lesquelles modéliser?



- La pile stratigraphique

Le choix des intervalles stratigraphiques est basé sur les grands épisodes tectoniques et géologiques qui caractérisent la région. Chaque série est définie comme un ensemble indépendant, dont les limites peuvent être attribuées en "*Onlap*" ou "*Erode*". Les formations groupées au sein des séries sont considérées comme appartenant à un même grand ensemble géologique ou tectonique. Nous avons de plus, choisi un découpage des formations selon leur lithologie et faciès afin de distinguer les formations "réservoirs" des formations "couvertures".

Dans notre modèle, les séries sont gérées en "*base*" (ou "*bottom*") et l'attribut "érode" ou "onlap" s'applique donc à la base de la série (fig 3.36). Les formations contenues dans une même série sont forcées au parallélisme par l'algorithme du logiciel.

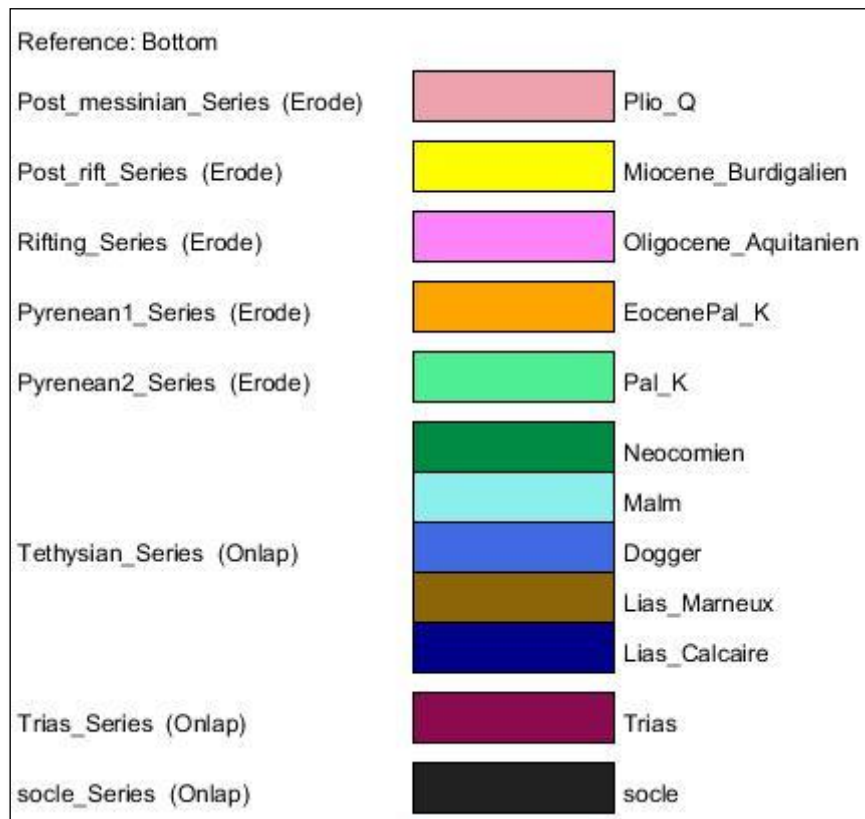


Figure 3.36: Pile stratigraphique initiale définie pour le modèle géologique. Toutes les séries sont définies par une base érosive qui définit ainsi ces séries en environnement tectono-sédimentaire. Seule la série Tethys possède plusieurs formations

La série Socle constitue le soubassement du modèle et regroupe toutes les formations antétriasiques sans distinction (fig 3.36).

Le Trias a volontairement été séparé de la série Tethys et attribué à sa propre série (fig 3.36), car il correspond au niveau de décollement fondamental à toute la tectonique de couverture de la région, ce niveau de "couche savon" possède un comportement parfois à la limite du diapirisme, entraînant par endroit des amincissements ou des épaisissements importants. Ces variations d'épaisseurs auraient été difficile à gérer, si la formation Trias avait été groupée dans la série Tethys.

La série Téthys regroupe les formations du Jurassique (Lias calcaire, Lias marneux, Dogger et Malm) et du Crétacé inférieur (Néocomien) qui se sont déposées dans un contexte de plateforme carbonatée sur la marge NW de la Téthys (fig 3.36). La série Téthys constitue la cible primordiale du

modèle 3D, car elle contient en son sein un volume important de formations carbonatées karstifiées. Le découpage de cette série découle donc des propriétés lithologiques des formations qui peuvent induire des compartimentations du réservoir téthysien. Nous verrons par la suite que ces formations à première vue regroupées sous une même série seront ensuite séparées afin de pallier les érosions différentielles et les variations d'épaisseur parfois importantes que certaines formations comportent.

Les 2 séries "Pyrenean" correspondent aux sédiments contemporains de la déformation induite par l'orogénèse pyrénéenne. Le choix de distinguer 2 séries pyrénéennes provient de la répartition géographique de ces sédiments. La série "Pyrenean1" regroupe comme ensemble lithostratigraphique le Crétacé terminal (Rognacien), le Paléocène (Vitrollien) ainsi que les sédiments eocènes (Lutétien, Bartonien et Priabonien). Cette association d'étage se retrouve au nord du chevauchement de Montpellier groupée dans la formation "EocenePal_K". La série "Pyrenean2" couvre le Sud du chevauchement, où les sédiments pyrénéens groupés sous la formation "Pal_K" sont d'âge Crétacé moyen et terminal (dépôt bauxitique éventuel et Rognacien). La distinction de ces 2 séries vient aussi d'une contrainte visuelle : au Nord du chevauchement de Montpellier, les bassins à sédiments pyrénéens dominants sont essentiellement d'âge Eocène, représentés en orange sur la carte, or au Sud, le bassin de Villeveyrac qui couvre une surface importante est rempli de sédiment du Crétacé terminal, qui sont représentés en vert (fig 3.36).

La série "Rifting" correspond à la formation appelée "Oligocène", mais regroupe les étages de l'Oligocène et de l'Aquitainien (Miocène inférieur).

La série "Post-rift" est composée des sédiments marins déposés lors de la transgression Miocène d'âge Burdigalien et Langhien.

Enfin, la série "Post_messinian", regroupe le plio-quaternaire sous la formation "plio-Q", représenté uniquement au Sud du chevauchement de Montpellier, où elle atteint une épaisseur conséquente (jusqu'à plus d'une centaine de mètres).

- Les failles modélisées

Le choix des failles est contraint par la capacité de calcul du modèle. Plus il y a de failles, plus le modèle est complexe, et plus le temps de modélisation est long. Les failles choisies pour la modélisation illustrent donc les principaux contacts structuraux, reconnus comme failles majeures qui compartimentent la zone et dont le déplacement est, supérieur à plusieurs centaines de mètres. Les failles sous couverture, décelées sur quelques profils sismiques n'ont pu être représentées du fait de l'incertitude de leur tracé et de leur continuité. Le modèle est constitué de 38 failles au total, en comptant les failles de socle qui n'apparaissent pas sur le schéma structural (fig 3.37).

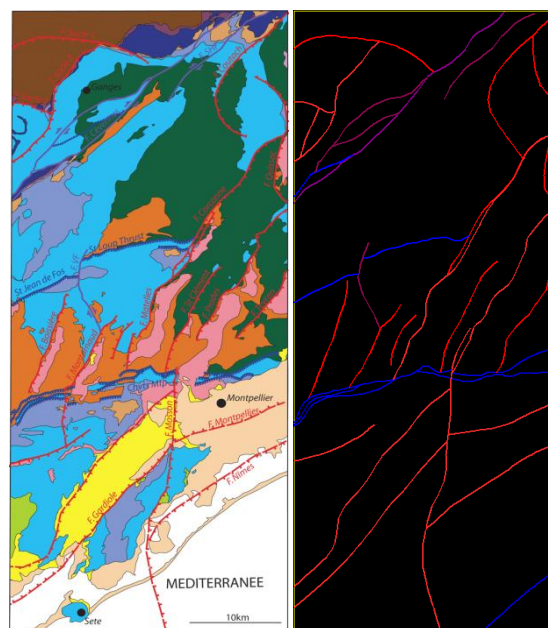


Figure 3.37: Le réseau des failles modélisées.

Ces failles sont ensuite définies comme affectant et décalant certaines séries (fig 3.38). Lorsqu'une série est affectée, toutes les formations sont décalées. Le rejet est contrôlé en fonction des points de contraintes de part et d'autre de la faille.

Series \ Faults	Boissiere	Cevennes	Chevauchement_Mtp1
Post_messinian_Series			
Post_rift_Series			
Rifting_Series	✓		
Pyrenean1_Series	✓		✓
Pyrenean2_Series			
Tethysian_Series	✓	✓	✓
Trias_Series	✓	✓	
sode_Series			

Figure 3.38: Fenêtre de contrôle sous le logiciel GeoModeller définissant la relation entre un échantillon de failles et les séries du modèle. Les cases cochées correspondent aux séries qui sont affectées par les failles.

Il faut aussi définir les relations qui régissent les failles entre elles, avec la loi "cette faille s'arrête sur celle là" (fig 3.39). Les cases correspondantes à "Mosson s'arrête sur Chevauchement_Mtp" sont grisées car, ce sont les chevauchements de Montpellier qui sont définis comme "s'arrêtant sur Mosson".

Stops on →	Chevauchement_Mtp3_est	Chevauchement_Mtp4	Chevauchement_Mtp4_est
Corconne			✓
Courmonterral		✓	
Dufort			
F_Neocomien	✓		
Gardiole		✓	✓
Isthme_Gardiole_sode	✓	✓	✓
Isthme_Montpellier_sode	✓	✓	✓
Matelle_Corconne_sode			
Matelles		✓	
Montarnaud		✓	
Montarnaud_est		✓	
Mosson1			

Figure 3.39 : Fenêtre de contrôle sous le logiciel GeoModeller qui définit la relation entre les failles entre elles. Ici, le tableau nous indique que la faille de Corconne s'arrête sur la branche du chevauchement de Montpellier 4_est.

- Les imports cartographiques

Une fois définies la pile stratigraphique et les failles à modéliser, on peut importer dans le logiciel le modèle numérique de terrain (MNT) qui est représenté comme une section correspondant à la topographie. Le MNT chargé pour ce modèle possède une résolution de 50m; et a été fourni par le BRGM (fig 3.40). Quelques tests ont été effectués au préalable avec des MNT à 90m téléchargeables sur le site de l'USGS : gdex.cr.usgs.gov/gdex/, donnant accès à des MNT gratuits.

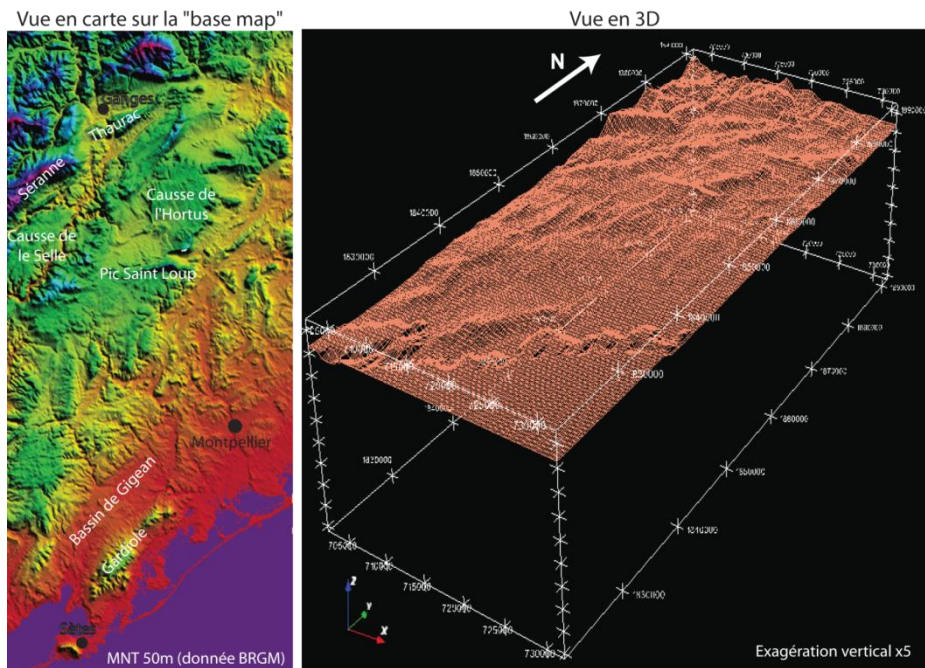


Figure 3.40: MNT à 50m de résolution représenté à gauche en carte sous forme d'image et à droite en 3D dans l'interface 3D du logiciel GeoMoeller.

Sur cette section MNT, des cartes peuvent être chargées sous forme d'image, puis géoréférencées. Les cartes utilisées sont les cartes géologiques au 250.000^{ème} et au 50.000^{ème} du BRGM, ainsi que le schéma structural avec les formations et les failles à modéliser. Une fois ces données importées, les formations et des failles peuvent être digitalisées sur la "base map" (fig 3.41).

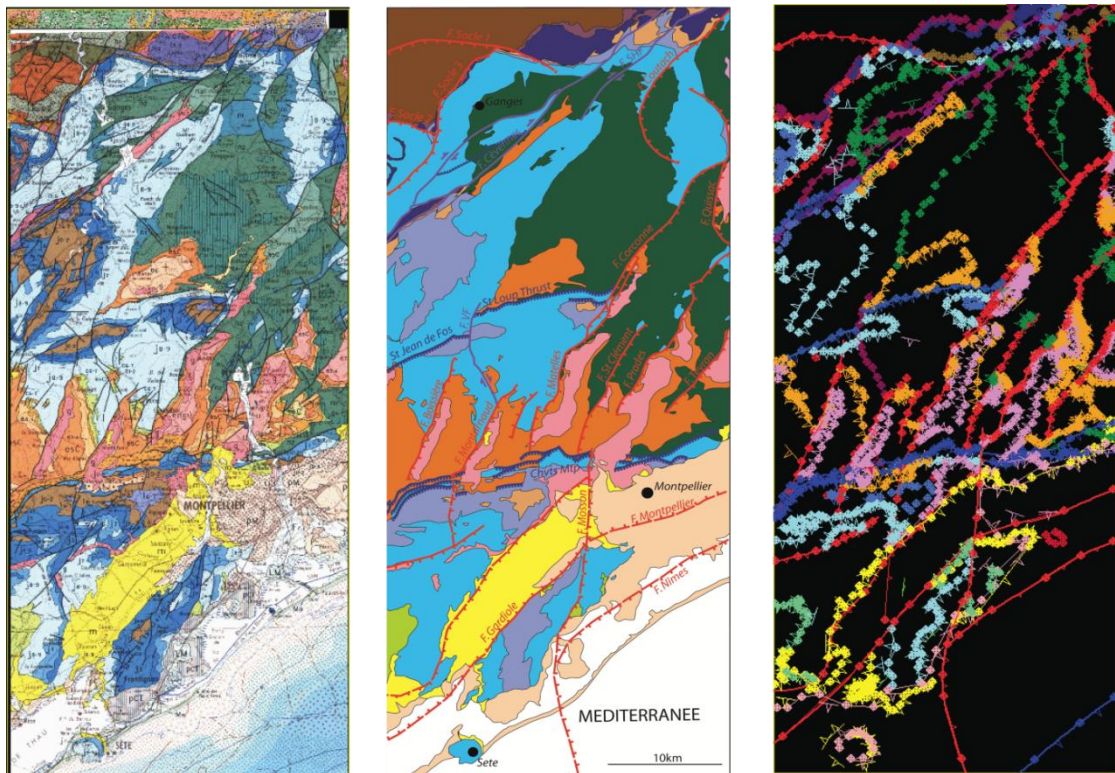


Figure 3.41: 2 types de données d'entrées (carte BRGM au 250.000^{ème} et schéma structural) et résultat de la digitalisation des failles et formations sur la "base map"

4.1.2. Les données de forages pétroliers et BSS

Les données de forages disponibles sur l'ensemble du modèle sont constituées par 14 forages d'exploration pétrolière profonds illustrant la colonne stratigraphique sur plusieurs milliers de mètres et environ 700 puits extraits de la banque de données du sous-sol (BSS) n'atteignant que quelques dizaines, voire quelques centaines de mètres de profondeur (fig 3.42).

Les puits extraits de la BSS ont fait l'objet d'une vérification et d'un tri pour justifier la cohérence des données de forages avec la carte géologique et les données de surface. Ces forages "validés" ont ensuite été mis en forme afin de regrouper le détail des formations géologiques dans les formations de la pile stratigraphique modélisée puis ont été chargés dans le modèle.

Les données pétrolières n'ont pas demandé autant de traitement de données sauf pour les forages déviés (Saint-Hippolyte-du-Fort et Quissac1) dont la navigation en x, y, z est à prendre en compte.

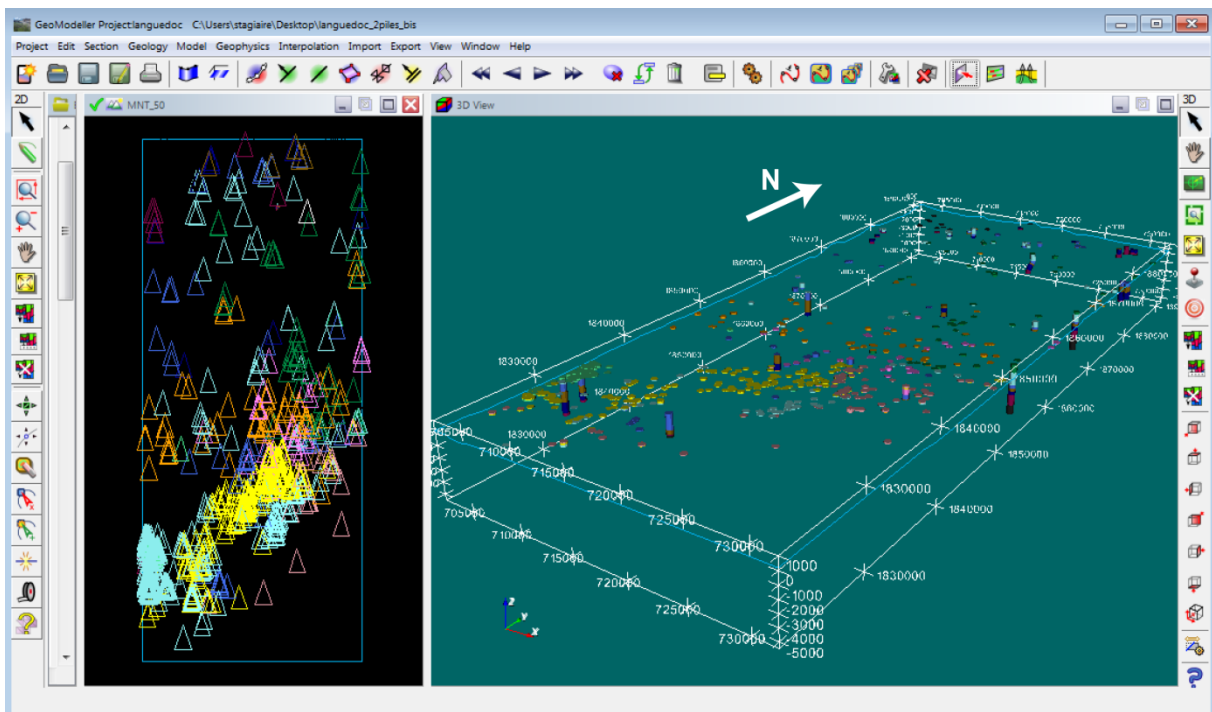


Figure 3.42 : Distribution des forages. Représentation en 2D sur la "base map" et 3D dans la fenêtre de visualisation.

4.1.3. Les coupes sismiques

Les coupes sismiques sont considérées comme des sections verticale. La navigation de ces profils (en x,y,z) provient des données BRGM dans un format TAB. Une fois la section créée, on peut géoréférencer (en x, y, z) le scan de la coupe sismique migrée en profondeur sur cette section. Une fois toutes les coupes sismiques géoréférencées sur chaque navigation de profil, les formations et des failles peuvent être digitalisées (fig 3.43).

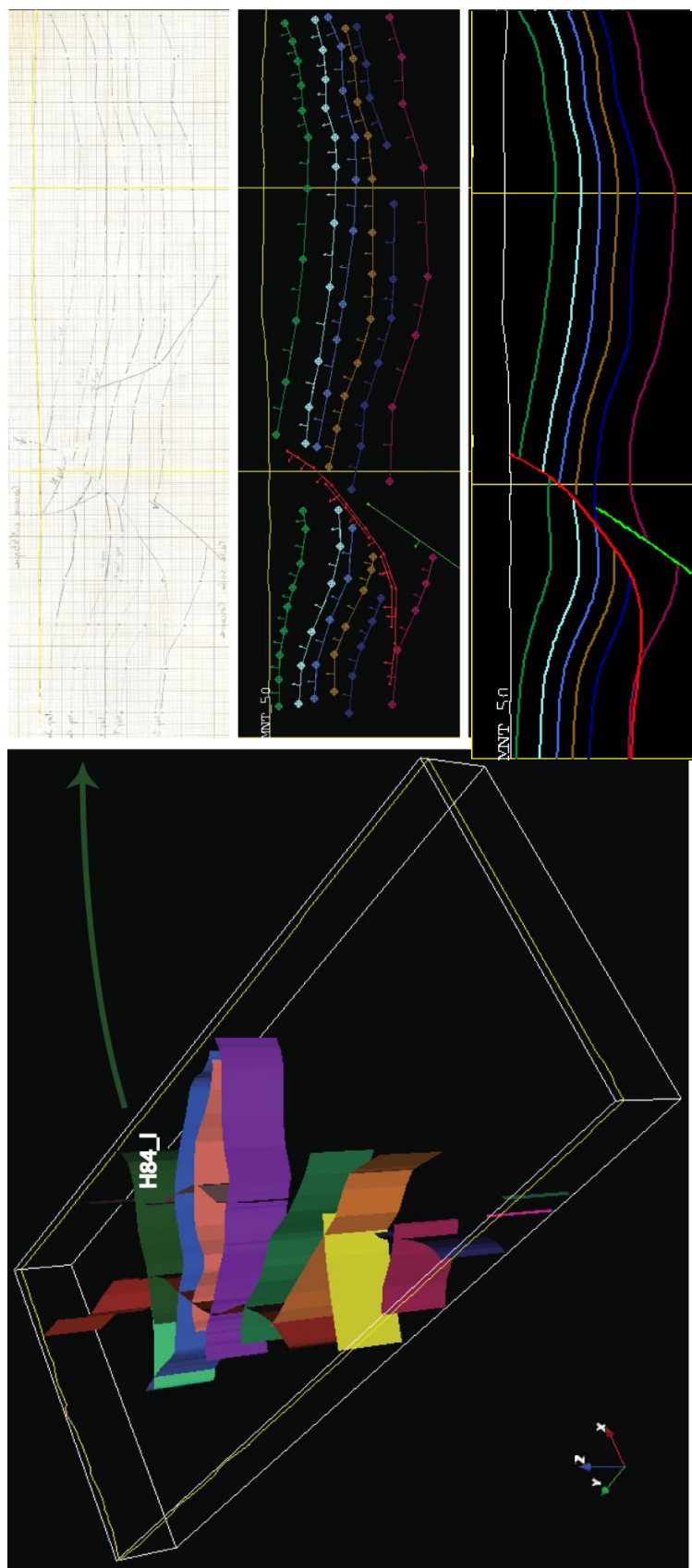


Figure 3.43: a) Distribution des coupes sismiques en 3D dans la fenêtre de visualisation. b) Exemple d'une coupe visualisé dans l'interface 2D après géoréférencement de celle-ci. c) Représentation des formations et failles digitalisées sur la coupe sismique. d)Après calcul et interpolation des horizons de chaque formations et des failles.

4.1.4. Les points de contraintes arbitraires

Les données d'entrée du modèle, bien que suffisantes en surface deviennent de plus en plus ponctuelles avec la profondeur. La répartition des forages pétroliers et des coupes sismiques montre une forte hétérogénéité, avec une zone nord montpelliéraine relativement bien contraintes par les données géologiques et géophysiques, à l'inverse une zone sud à peine effleurée par les sondages, recouverte en grande partie par les sédiments du Plio-Quaternaire et sans aucun profil sismique.

Dans ces zones à plus faible contrainte en termes de données acquises, le logiciel interpole entre ces contraintes espacées. C'est donc à l'utilisateur de valider ou non l'interpolation du logiciel. Si l'interpolation n'est pas compatible avec le modèle conceptuel découlant des données géologiques et des connaissances régionales, l'utilisateur peut rajouter des contraintes propres à son interprétation de la géométrie de la zone qu'il modélise. Pour cela l'utilisateur peut créer de nouvelles coupes arbitraires à travers le modèle pour y ajouter des contraintes. Sur la figure 3.44, tous les points de contraintes venant des coupes sismiques et des coupes arbitraires sont projetées sur la *base map*, en 3D tous les points de contraintes sont positionnés dans l'espace venant des coupes et de la section MNT.

C'est également lors de l'interpolation que fait le logiciel entre les données d'entrée, qui montre des incohérences liées aux données d'entrées. L'utilisateur doit trouver d'où vient l'incohérence, la supprimer ou la corriger et ainsi continuer à faire le tri dans les données d'entrée, afin d'obtenir au final un modèle 3D cohérent. Certaines géométries de formation restent incomprises par le logiciel et malgré de nombreuses contraintes liées aux données d'entrée, il faut alors rajouter des données pour forcer le modèle à respecter la géologie observée sur le terrain.

Sur la coupe de la figure 3.45, on décrit un exemple d'ajout de contrainte arbitraire pour la formation de l'Oligocène. Le point de contrainte est ajouté au dessus de la topographie, afin d'éviter que l'horizon de l'Oligocène ne se retrouve sous la topographie à l'Ouest de la faille de Teyran.

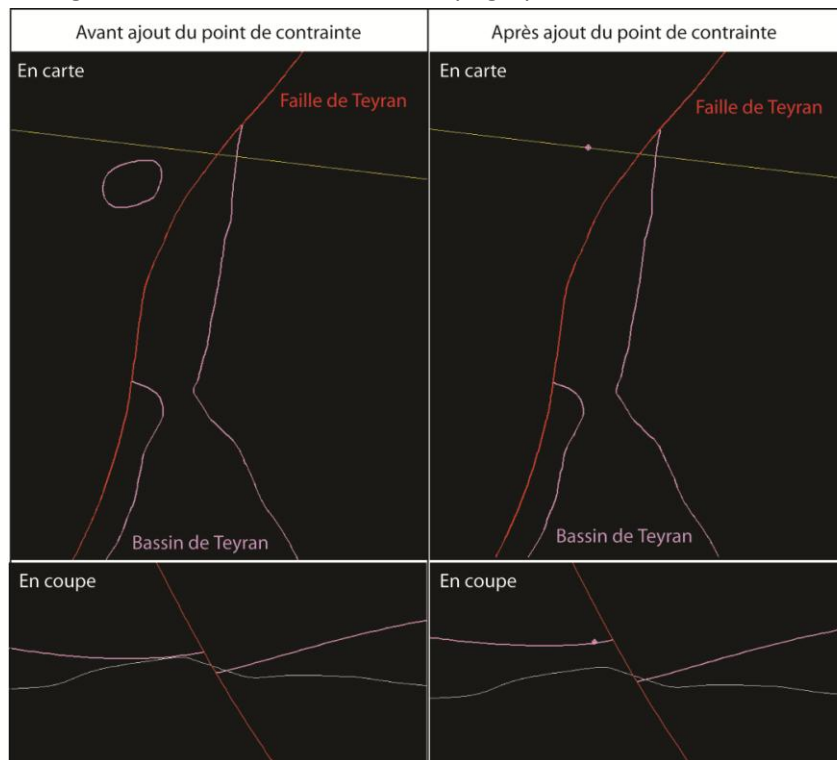


Figure 3.44: Exemple d'ajout d'un point de contrainte dans une coupe, pour forcer la base de l'Oligocène à passer au-dessus de la topographie.

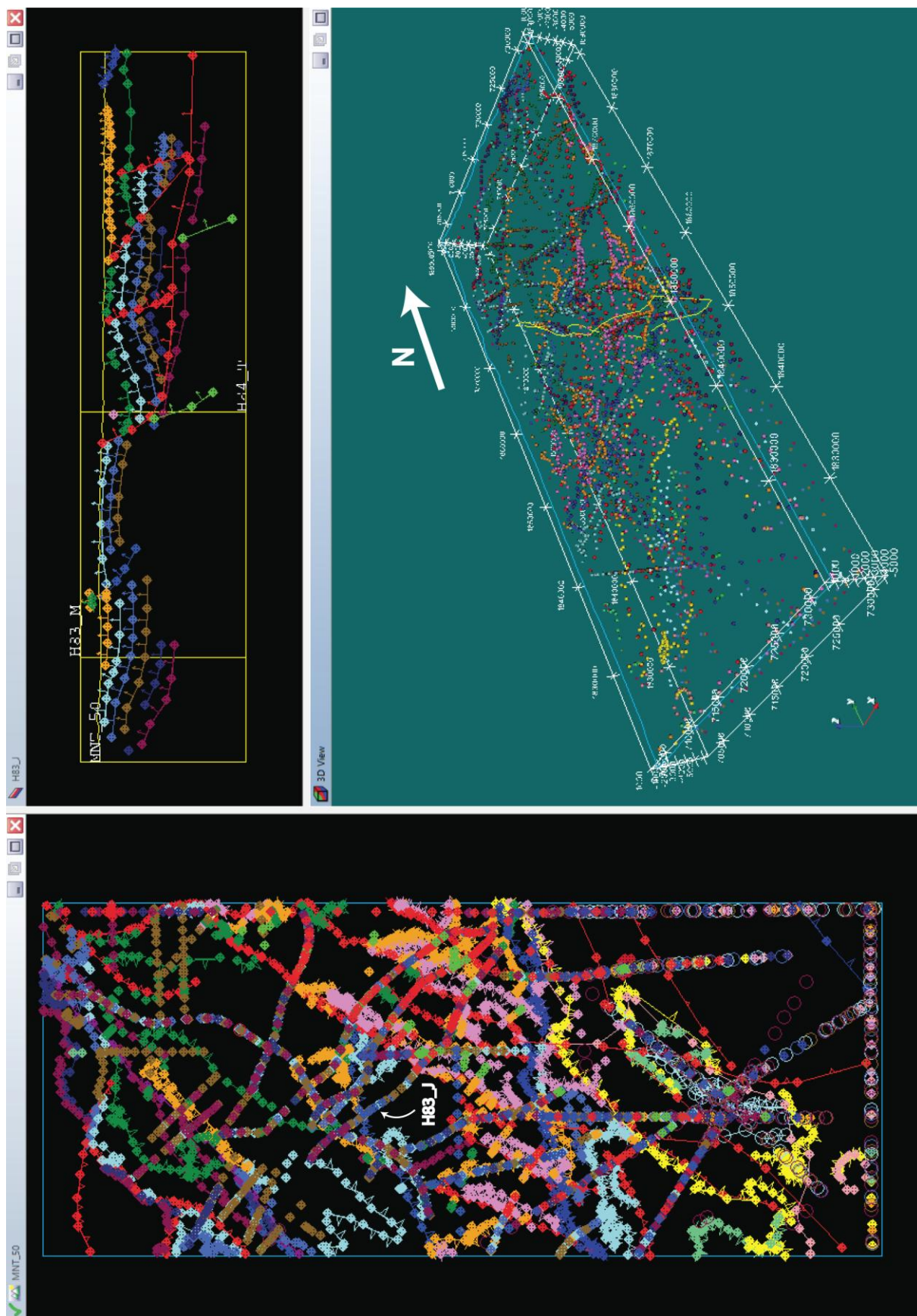


Figure 3.45: Projection des tous les points de contraintes (coupes et surface) sur la *base map* et en 3D.

4.2. LES LIMITES DU MODELE

4.2.1. Les failles

Les principaux problèmes résident dans la modélisation des failles. Plusieurs difficultés sont apparues lors de la construction du modèle, provoquées notamment par les failles "finies". Ces failles sont caractérisées par plusieurs attributs : leur extension horizontale et verticale qui limite la taille de des failles, ainsi que leur "influence radius" qui correspond au périmètre d'impact affectant les formations de part et d'autre de la faille. Ces failles impactent les formations à leurs extrémités en les décalant et créant un problème de représentation (fig 3.46). Celui-ci n'a pas d'impact sur la disposition réelle des couches modélisées. On peut le voir en 3 dimensions, les couches sont respectées. On peut le voir aussi en 2D, lors du maillage du modèle et le report de la grille des formations modélisées sur les coupes 2D et la section topographique (fig 3.46).

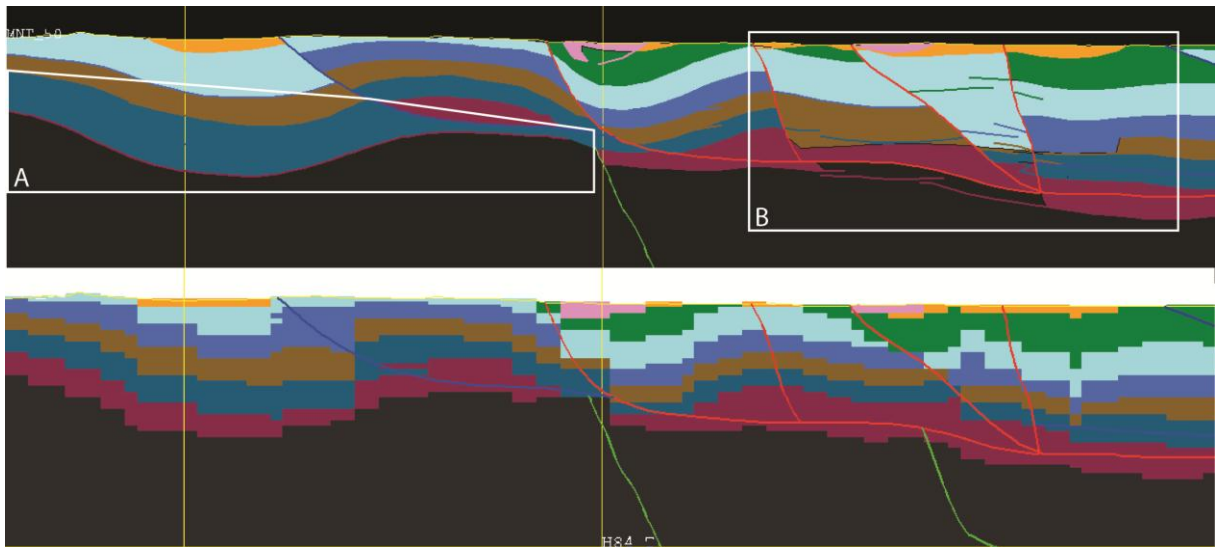


Figure 3.46 : Coupe H83_J modélisée sous GeoModeller. Sur l'image supérieure, les formations sont modélisées par le remplissage en couleur entre les interfaces. On voit que ces interfaces sont segmentées (partie B), le remplissage affecte les formations sus et sous-jacentes. Dans la partie A, l'interface du Lias calcaire est segmentée; invisible car de même couleur que le remplissage qui envahit la formation du Trias. L'image inférieure montre le résultat du maillage du modèle représenté sur cette même coupe. Le maillage n'est pas affecté par ce problème de remplissage.

Il faut donc gérer un modèle avec le plus possible de failles infinies. Dans ces conditions, il faut contraindre au maximum les failles entre elles, avec le principe "cette faille s'arrête sur celle là". Le réseau de failles de notre modèle est dense, avec au total 38 failles modélisées. Plus il y a de failles, plus les relations entre elles vont être complexes. Certaines failles peuvent réapparaître là où elles ne devraient pas. Sur la figure 3.47, la faille de Saint-Jean-de-Fos qui affleure et affecte les formations à l'Ouest du modèle, réapparaît à l'Est du modèle malgré son arrêt voulu sur les failles Matelles et Mosson. Le problème vient du fait que la faille des Matelles (infinie) s'arrête sur la faille de la Mosson (finie), et que le raccord entre les deux n'est pas complet. Il existe un espace en bout de faille de la Mosson qui permet à la faille de Saint-Jean-de-Fos de passer à travers cette barrière.

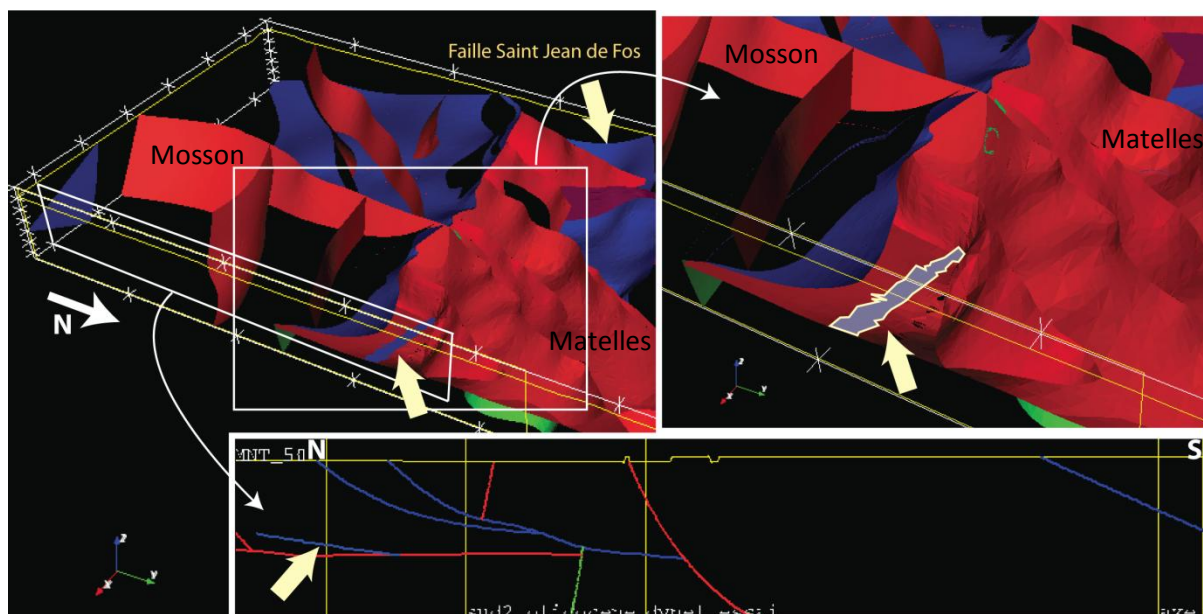


Figure 3.47: Représentation du problème des failles finies. Réapparition d'un segment de la faille de Saint Jean de Fos dans la partie Est du modèle, en 3D et en coupe, alors qu'elle est définie comme "s'arrête sur" les failles des Matelles et de la Mosson.

Le dernier problème posé par les failles concerne les chevauchements dont le plan de décollement sub-horizontale se propage sur une grande distance. C'est le cas, par exemple du chevauchement de Montpellier (fig 3.48) mais aussi de la faille de Saint-Jean-de-Fos et du Pic Saint Loup. Le logiciel gère assez mal les failles (inverses ou normales) qui s'enracinent dans un plan de décollement horizontal. C'est pourtant un modèle tectonique très répandu pour des failles de la région.

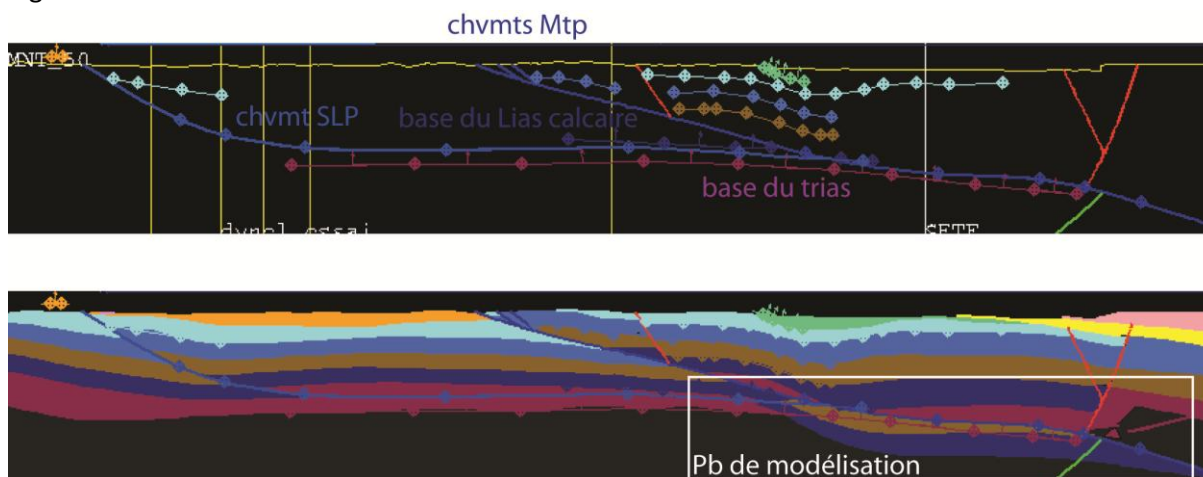


Figure 3.48: Exemple de problème de géométrie des formations, lié au plan de chevauchement plan: au lieu d'être recoupées et décalée par la rampe de bloc inférieur, les séries liasiques (marron et bleu foncé), elles s'incurve pour se propager sous le palier du bloc supérieur.

Afin de pallier ce problème, on découple en deux groupe de séries, les séries affectées par cette faille, de part et d'autre de la faille (Negro et al, 2013). Par exemple, dans le cas du chevauchement de Montpellier, la série Téthys constituant le bloc chevauché est déviée par le plan de chevauchement au lieu d'être recoupée, dans le modèle initial (fig 3.49). Pour supprimer cette erreur, la solution consiste à créer 2 séries Tethys; une pour la partie Nord du chevauchement (chevauchée) et une autre pour la partie Sud du chevauchement (chevauchante) (fig3.49).

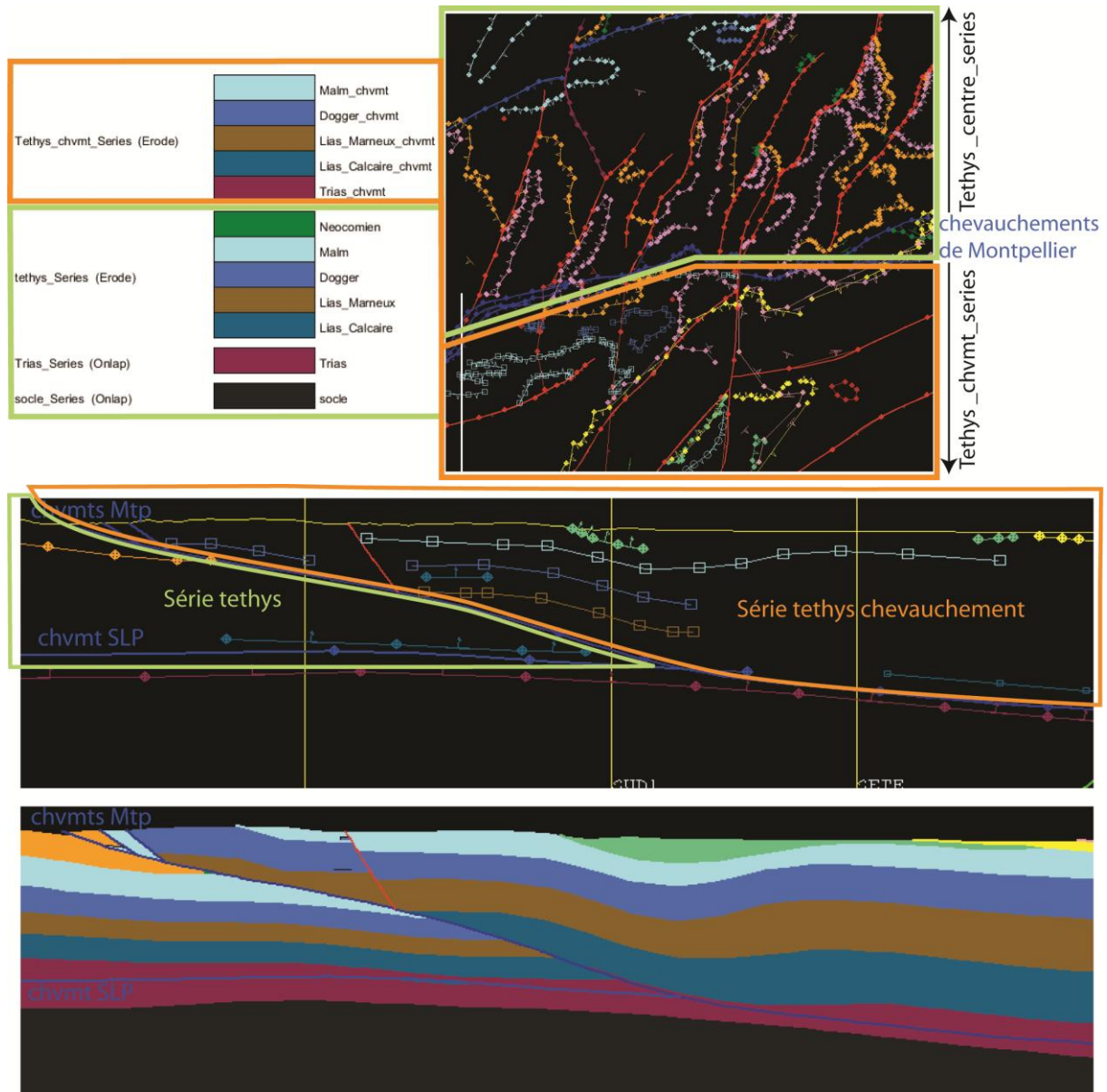


Figure 3.49: Césure de la série tethys en deux : série tethys pour la partie Nord et série tethys_chevauchement pour la partie Sud. 1) Représentation en carte et position de la coupe (trait blanc). 2) représentation sur la coupe. 3) Résolution du problème de modélisation apparue sur la figure 3.16.

4.2.2. Les variations d'épaisseur et les érosions différentielles

Lorsque plusieurs formations sont regroupées au sein d'une même série, l'algorithme du logiciel force le parallélisme de ces formations. L'avantage de ce dispositif évite à l'utilisateur d'ajouter des points de contrainte partout dans le modèle 3D et permet de se reposer sur l'interpolation du logiciel. En revanche, les inconvénients concernent les cas de figure de variation d'épaisseur ou d'érosion différentielle.

Pour faire varier les épaisseurs des formations au sein d'une même série et afin d'être plus conforme avec la réalité géologique, il y a deux manières de faire. Dans le cas d'un épaissement ou de variations d'épaisseur peu importante, il suffit d'ajouter des contraintes afin de forcer le modèle à ignorer le parallélisme des formations. Dans le cas d'un amincissement jusqu'à disparition de cette formation, il faut redéfinir la pile stratigraphique (fig 3.50) C'est le cas, dans la partie Nord du modèle où le Lias marneux s'amincit jusqu'à disparaître complètement sur la bordure cévenole.

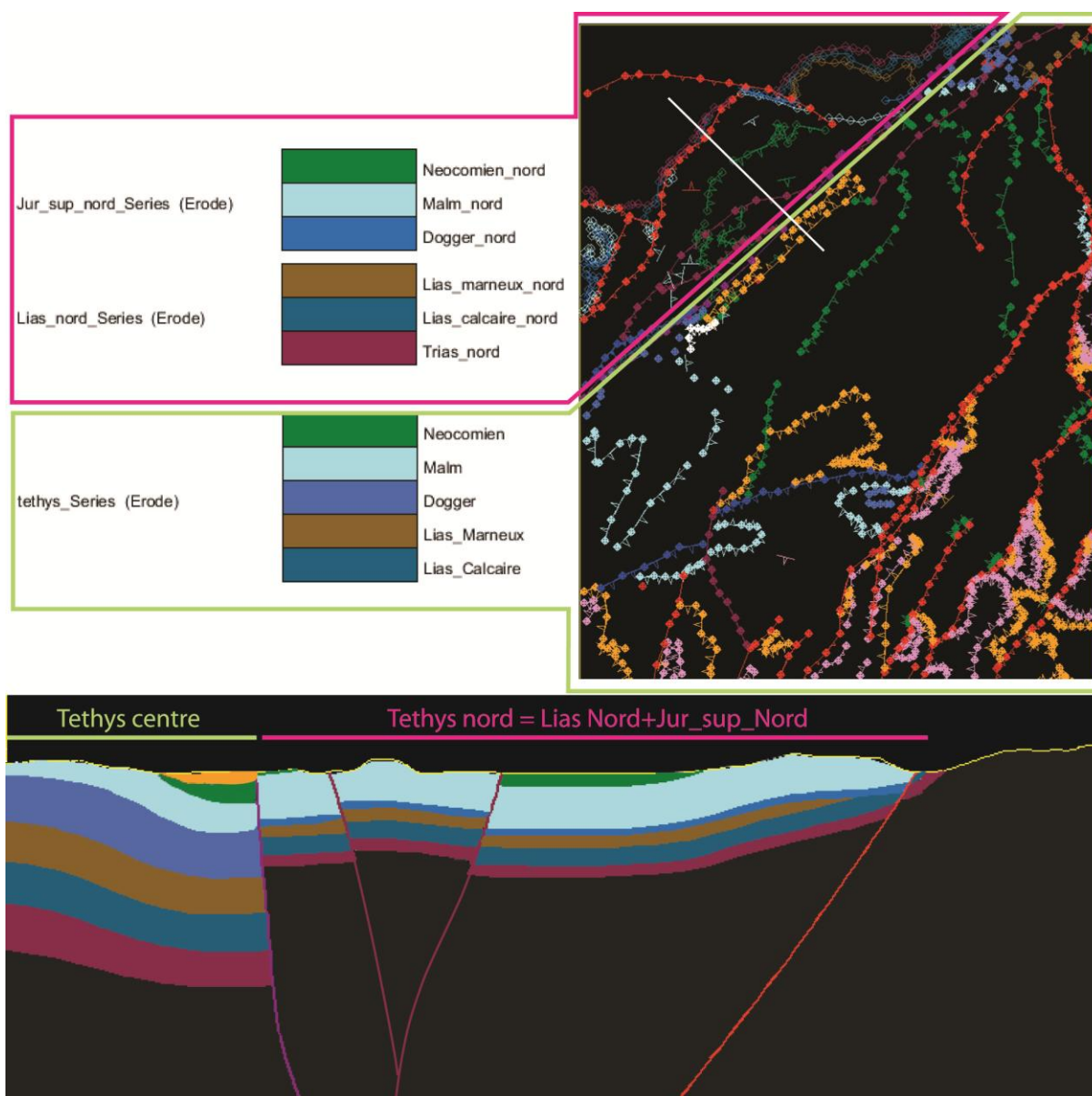


Figure 3.50: Césure de la série tethys en trois pour pallier le problème de parallélisme forcé au sein d'une même série: série tethys pour la partie Sud et série Jurassique_supérieur_Nord et série Lias_Nord pour la partie Nord. 1) Représentation en carte et position de la coupe (trait blanc). 2) La série tethys Nord est donc scindée en deux pour pouvoir symboliser la disparition de la formation de Lias marneux. Pour cela la série Jur_sup_nord est définie par une base érosive, afin de recouper et de faire disparaître la formation du lias marneux.

Concernant les érosions différentielles, on rencontre un cas de figure particulier dans la zone modélisée. Le forage de la Gardiole indique l'absence de Lias calcaire alors que 10 km au nord, le forage de Murviel-les Montpellier juste au Sud du front du chevauchement de Montpellier traverse une épaisseur non négligeable (supérieure à 600m) de Lias calcaire. Le schéma conceptuel sur lequel la modélisation est basée (voir chapitre III, ci-dessus, 3.3 et 3.4), propose comme hypothèse, pour expliquer l'absence de Lias calcaire au niveau de la Gardiole, un non dépôt ou une érosion anté-Lias marneux. La faille de la Gardiole (localisation fig 3.51) a donc contrôlé la sédimentation de part et d'autre pendant le Lias et même pendant le Dogger, très épais au niveau de la Gardiole.

Afin de modéliser des différences d'épaisseur de formation au sein d'une même série, la solution consiste à créer 2 séries différentes : une série Téthys_chevauchement pour la partie au Nord de la faille de la Gardiole et une série Téthys_Sud pour la partie au Sud du modèle. La même logique est conservée à l'Est de la faille de la Mosson de part et d'autre de la faille de Montpellier.

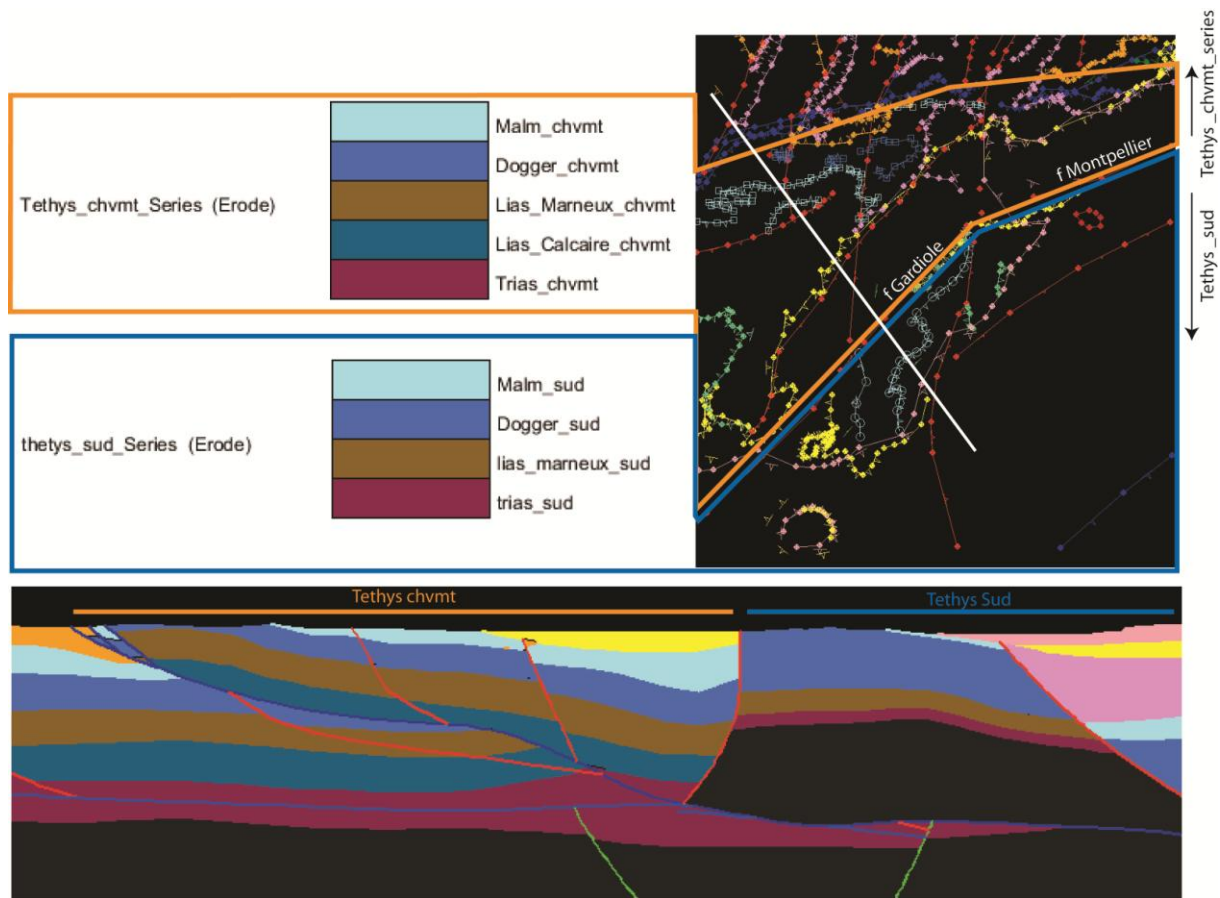


Figure 3.51 : Césure de la série téthys_chevauchement en deux : série téthys_chevauchement au Nord des failles de la gardiole et de Montpellier et série tethys_sud au Sud de ces deux failles. 1) Représentation en carte et position de la coupe (trait blanc). 2) représentation sur la coupe des deux série qui accommodent des épaisseurs de formations différentes.

4.2.3. La pile stratigraphique définitive

La pile stratigraphique définitive comporte 4 différentes séries Téthys. 1) Téthys_Séries complète du Lias Calcaire au Néocomien correspond à la partie centrale, entre les failles de la Gardiole et de Montpellier au Sud et la faille des Cévennes au Nord. 2) Dans la partie au Nord de la faille des Cévennes, les formations téthysiennes sont scindées en deux séries -Jur-sup_Nord_Séries groupant les formations du Dogger au Néocomien et Lias_nord_Série rassemblant les formations du Lias calcaire et du Lias marneux-, 3) La série Téthys_chevauchement regroupe les formations du Trias au Malm 4) La Série Sud illustre une série Téthysienne avec une lacune du Lias calcaire, au Sud des failles de la Gardiole et de Montpellier (fig 3.52). La pile stratigraphique définitive est donc plus complexe que la première pile rentrée dans le modèle. Le découplage de la série Téthys est nécessaire afin de corriger les variations latérales d'épaisseur des formations entre les blocs ainsi que les problèmes liés aux failles. C'est une technique qui permet d'obtenir un modèle 3D propre qui respecte au mieux les contraintes géologiques.

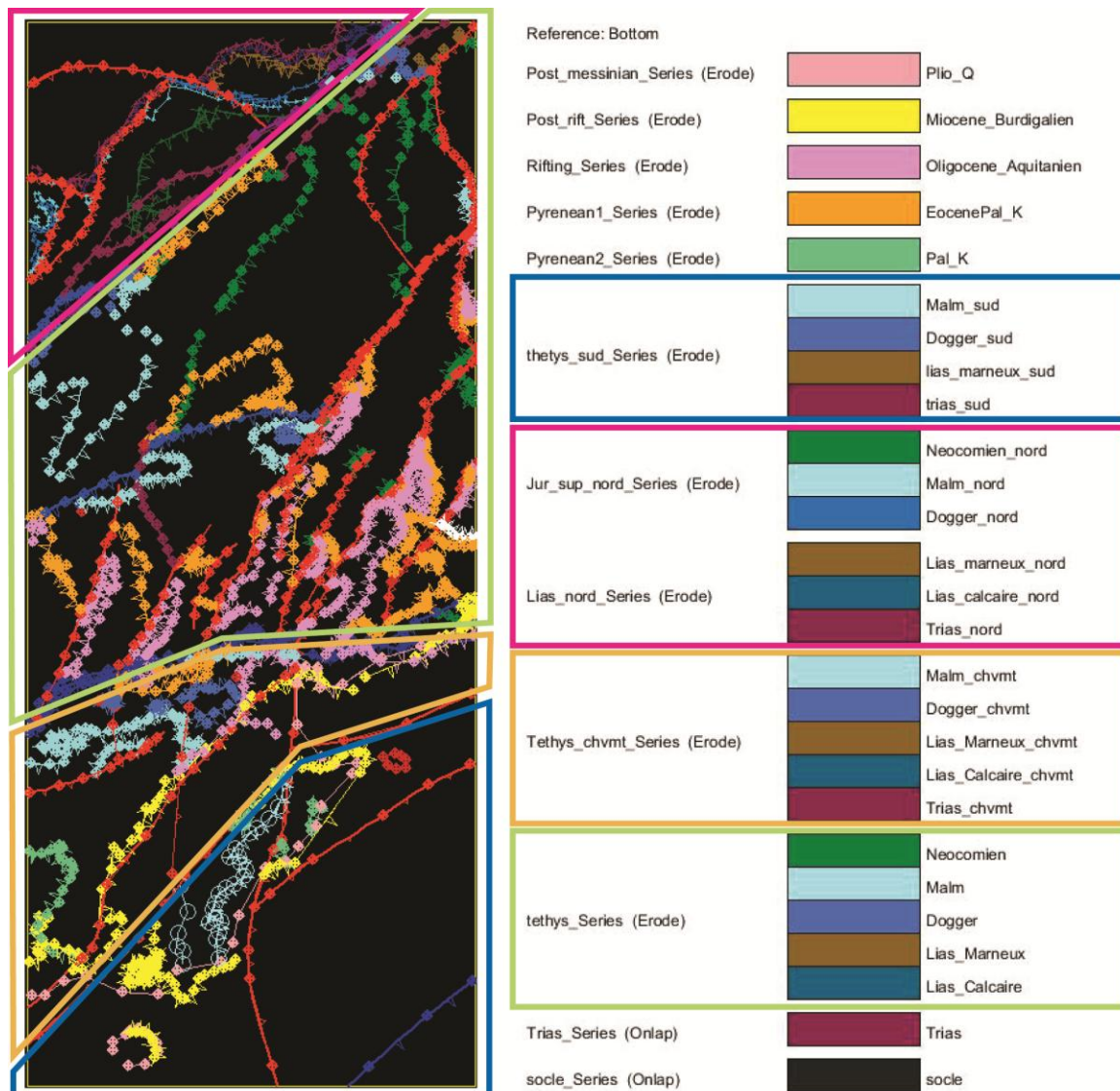


Figure 3.52: Découpage géographique de la série Téthys initial en 4 séries téthys , dont la série Téthys Nord scindée en deux séries : Jur_sup Nord et Lias _Nord. Ces nouvelles séries sont intégrées dans la pile stratigraphique finale.

4.3. L'APPORT D'UN MODELE 3D

4.3.1. Construction du modèle : de la 2D à la 3D

Le véritable but de la 3D est, dans un premier temps, d'obtenir une cohérence géologique entre les données d'entrée. Il est rare d'obtenir du premier coup une corrélation parfaite entre forages, données de surface (carte géologique) et coupes tirées de l'interprétation sismique. Les erreurs peuvent venir de chaque type de données d'entrée. Par exemple, un forage peut avoir de mauvaises coordonnées, il existe des erreurs sur les cartes géologiques, quant aux coupes migrées en profondeur à partir de l'interprétation sismique, l'erreur peut venir d'une mauvaise interprétation ou d'une migration en profondeur approximative. Le logiciel signale immédiatement l'incohérence, c'est ensuite à l'utilisateur de retrouver les données à l'origine de l'incohérence, les supprimer ou les rectifier.

Dans un second temps, la 3D a pour objectif une cohérence totale sur l'ensemble du modèle, c'est-à-dire entre données d'entrée (point de départ) et l'interprétation personnelle, plus libre dans les zones qui possèdent peu de données. Dans ces zones à faible densité de données, l'interprétation personnelle de l'utilisateur joue un rôle fondamental dans la construction du modèle. En revanche, le logiciel donne des pistes de réflexion, grâce à l'utilisation de la vision en 3 dimensions. Le géologue a l'habitude de représenter les structures en coupes géologiques (coupes géologiques ou cartes géologiques). Ajouter une troisième dimension complexifie énormément le raisonnement. La modélisation 3D est donc un outil qui fait apparaître la complexité sur laquelle l'utilisateur peut appuyer son raisonnement.

Le modèle 3D terminé, on peut le visualiser dans son ensemble (fig 3.53), ou bien uniquement les failles (3.54), ou bien encore créer des écorchés des formations en 3D. On peut ainsi observer un écorché des formations carbonatées (fig 3.55), ainsi que visualiser leurs relations géométriques en trois dimensions. En annexes 2, sont recensés les aperçus du modèles 3D, pour chaque époque de dépôts des formations modélisées.

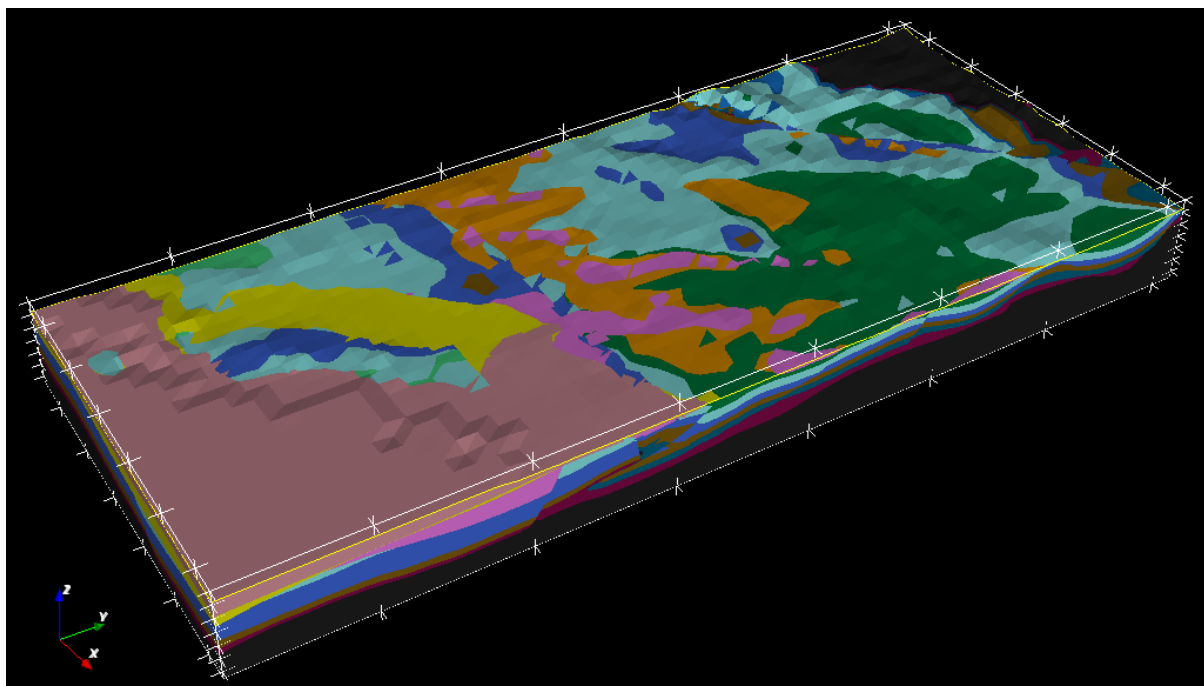


Figure 3.53 : Modèle 3D complet avec toutes les formations modélisées. Malgré un temps de calcul long, la résolution ne permet pas d'imager fidèlement le détail de certaines structures, comme celle de certains bassins (Montoulieu, le bassin de Saint-Martin-de-Londres), où les surfaces triangulées hachurent les formations peu épaisses comme celles de l'Oligocène ou de l'Eocène.

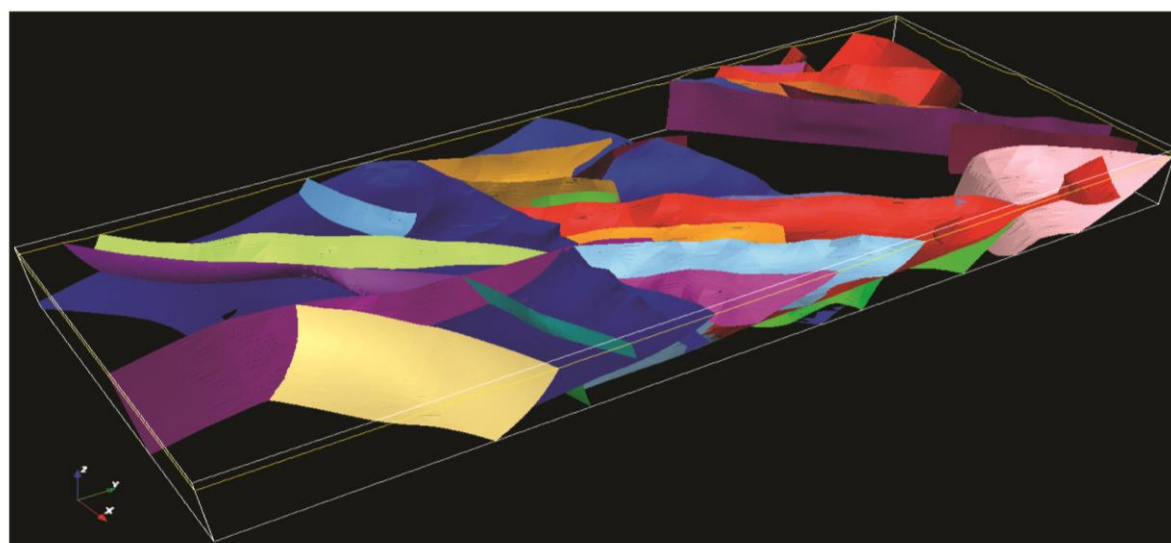


Figure 3.54: Visualisation 3D des failles du modèle.

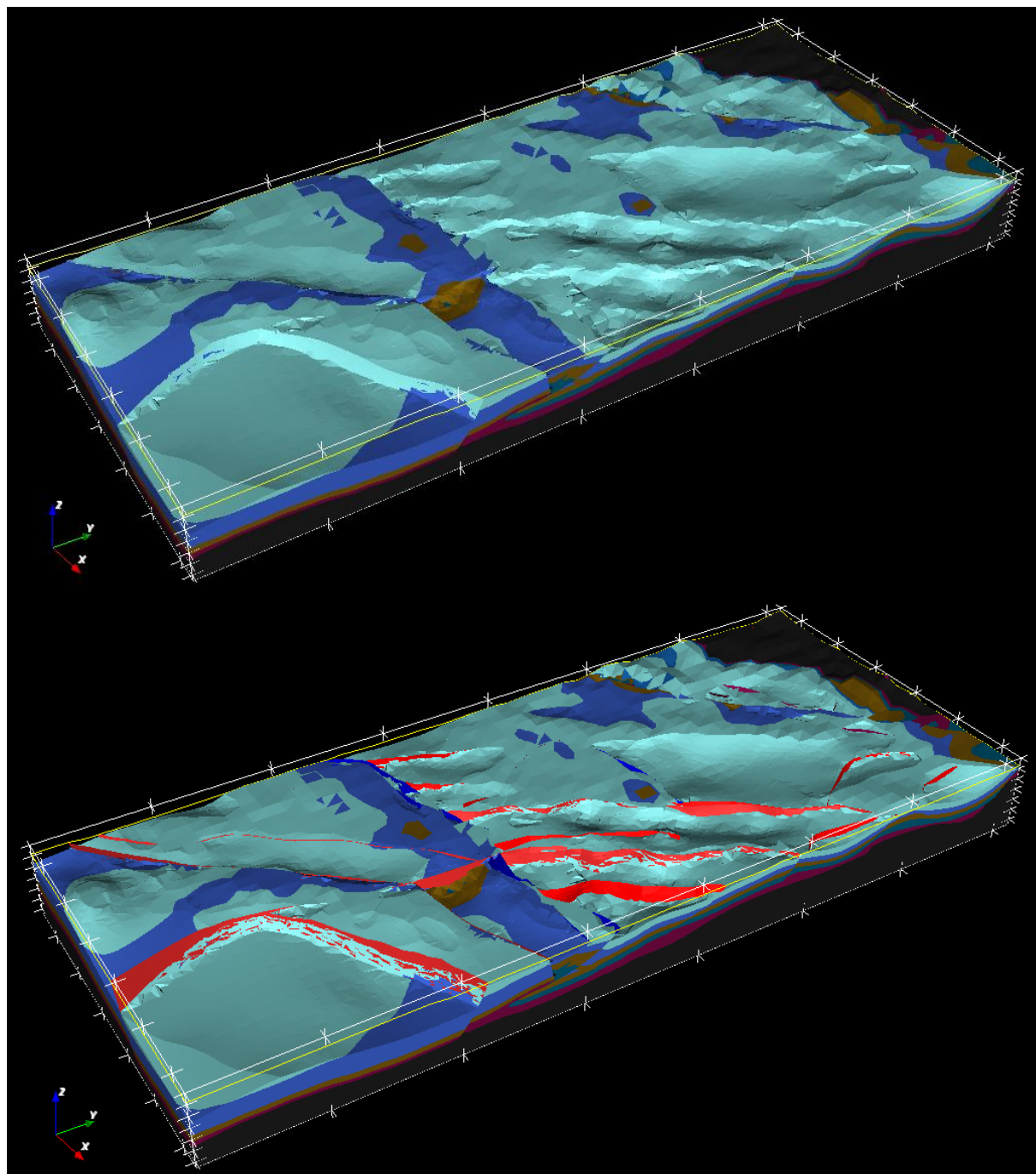


Figure 3.55 : Ecorché des formations carbonatées affleurant sous couverture 1) sans les failles et 2) avec les failles.

4.3.2. Rétroaction sur la 2D: de la 3D à la 2D

Le modèle finalisé permet aussi de générer des coupes dans toutes les directions, qui rend compte de toutes les interactions entre les structures. Lorsqu'on lève une coupe sur le terrain, son tracé est choisi de manière à ce que la coupe soit perpendiculaire à l'axe la structure qu'on souhaite observer, afin de schématiser la déformation liée à la mise en place de la structure. Avec le modèle, on peut tracer des coupes parallèles aux structures qui sont des représentations avec lesquelles nous ne sommes pas familiers.

Or dans le cas d'une tectonique polyphasée composée par plusieurs contraintes successives et d'orientations différentes, il est très difficile et pas du tout intuitif de prendre en compte toutes les directions des composantes dont la structure résulte et de les retranscrire en 2D. Lors de l'interprétation sismique, certaines portions de profils sont restées vierges d'interprétation du fait de leur parallélisme avec les structures. Grâce au modèle 3D, on s'affranchit de cette complexité. Le modèle 3D ayant été construit à partir de coupes perpendiculaires ou sub-perpendiculaires aux différentes composantes de déformations, le logiciel fait ensuite l'interpolation de ces données afin de nous offrir une vision globale qui prend en compte toutes les composantes. On pourra donc observer en coupe, les composantes transverses qu'on oublie de prendre en compte lorsque que l'on "réfléchit en 2D".

Par exemple, on analyse la structure profonde du bassin de Montpellier, bordée par les failles de la Mosson à l'Ouest, le chevauchement de Montpellier au Nord et la faille de Montpellier au Sud. Dans ce cas, il est difficile d'imager la structure réelle de ce bassin, car ces structures sont perpendiculaires entre elles et que ce bassin n'est pas uniquement structuré par les failles apparentes mais également par les failles de Prades et Teyran affectant le mur du chevauchement de Montpellier, visibles uniquement au Nord de l'émergence du chevauchement (fig 3.56). Au Sud du chevauchement de Montpellier, le *foot-wall* est extrêmement complexe, puisque le chevauchement a recouvert des structures préexistantes qui ont été ensuite réactivées après la mise en place du chevauchement. Or toutes ces failles qui composent la zone Sud du chevauchement (*foot-wall* et *hanging-wall* compris) possèdent des composantes et des orientations différentes. Le modèle géologique nous permet de visualiser une coupe transverse à toutes ses structures, dont il est très difficile de tenir compte sans l'interpolation du logiciel. Bien évidemment cette coupe n'est équilibrée pour aucune des structures qu'elle image, puisqu'elle ne leur est jamais perpendiculaire (fig 3.56).

Les coupes sismiques importées dans le modèle ont permis de propager les horizons (base des formations) dans le modèle, d'interpréter la structure et la géométrie des failles. Elles ont servi de point d'ancrage sur lequel commencer la modélisation. Mais dans la hiérarchisation des données, la fiabilité des coupes sismiques est moins grande que celle des données de surface et de forages ; dans le travail d'homogénéisation des données afin de rechercher la cohérence, l'interprétation sismique est la plus susceptible d'être modifiée. En effet, les profils ont été migrés avec les vitesses de stack, qui peuvent légèrement fausser les épaisseurs des formations. Sur certains profils, malgré les contraintes pointées sur les horizons des formations, le calcul d'interpolation du logiciel GeoModeller corrige le tracé des formations afin de permettre une corrélation parfaite entre toutes les données d'entrée. Dans le cas de profils sismiques dont certaines portions étaient trop fortement bruitées ou bien parallèle aux structures et difficilement interprétable, le modèle a donc interpolé la donnée manquante en fonction des autres données dont il disposait (forage et surface). Ainsi on complète l'information apportée par la sismique, grâce à l'interpolation du logiciel.

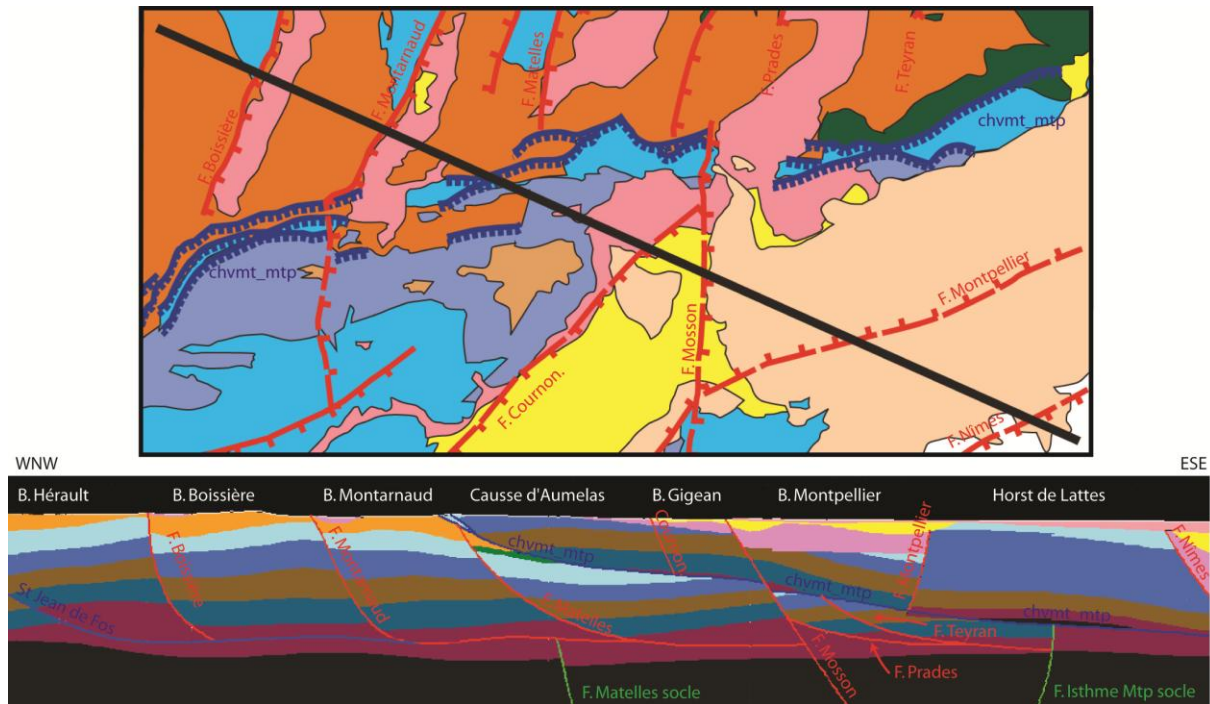


Figure 3.56 : Coupe WNW-ESE traversant le chevauchement de Montpellier de manière transverse. On image les failles au Nord du chevauchement qui rejoignent le plan de décollement dans le Trias commun à toute la tectonique de couverture de la région et se poursuivent donc sous le chevauchement de Montpellier (faille des Matelles). Les faille de Teyran et de Prades dont les génèses sont similaires aux failles de La Boissière, Montarnaud et Les Matelles se retrouvent sous le chevauchement de Montpellier structurant le *foot-wall* du chevauchement.

4.4. L'INVERSION GRAVIMETRIQUE DU MODELE

Le modèle précédemment obtenu découle directement du modèle conceptuel défini au départ de la modélisation. Mais il existe une infinité de modèle que l'on peut construire à partir des données de surfaces même associées aux quelques données ponctuelles en profondeur, des forages et des coupes sismiques.

Dans l'exercice de la modélisation, l'interprétation que l'utilisateur fait de la zone d'étude est primordiale. Une fois qu'une cohérence géologique et géométrique est atteinte pour le modèle 3D, l'enjeu est de vérifier si ce modèle construit est un modèle que l'on peut invalider en le confrontant à d'autres informations « **a priori** » qui n'ont pas été utilisées dans la modélisation 3D. Si cette confrontation invalide le modèle il faudra le modifier, si la confrontation n'invalide pas le modèle on pourra le considérer comme valide jusqu'à ce que de nouvelles informations l'invalident. Car selon Karl Popper, *"c'est par nos erreurs que l'on rentre en contact avec la réalité. On ne peut jamais prouver qu'une théorie est juste. On ne peut que prouver qu'une théorie est fausse"*.

Les informations « a priori » non utilisées par le processus de modélisation 3D de la géologie sont en général des données de géophysique. Ici nous avons accès aux données de sismique et de gravimétrie. Comme les coupes sismiques ont été utilisées dans le processus de modélisation, elles ne peuvent plus être utilisées pour invalider le modèle car, par définition l'information a priori

qu'elles contiennent, est déjà dans le modèle. Pour tester le modèle, il reste les données de gravimétrie qui n'ont pas été utilisées dans la modélisation.

4.4.1. Construction du modèle gravimétrique

Nous allons comparer la réponse gravimétrique du modèle géologique obtenu au champ gravimétrique mesuré. Pour cela nous avons besoin de connaître la répartition spatiale des unités géologiques, des lois statistiques de la masse volumique de chacune de ces unités et du champ gravimétrique que nous estimons être en relation avec le modèle, que nous appellerons la résiduelle du champ gravimétrique.

- Le traitement du champ gravimétrique doit nous fournir une résiduelle pour l'étape d'invalidation/validation (falsification).
- Un échantillonnage de densités des différentes unités géologiques permet de fournir des hypothèses sur les lois de distributions des densités.
- Le modèle fournit la répartition des unités géologiques.

4.4.1.1. Les données gravimétriques

Les données gravimétriques proviennent de la BGI (Banque de données Gravimétrie Internationale). Sur la zone d'étude, nous avons 1244 points de mesure (fig 3.57).

Pour pouvoir réaliser facilement les traitements de calcul direct et le problème inverse, nous avons besoin d'une grille régulière du champ gravimétrique et de ses dérivés (carte d'anomalie de Bouguer et carte résiduelle). Les méthodes géostatistiques (krigeage) nous permettent d'avoir une telle grille.

L'anomalie de Bouguer ainsi obtenue est représentée ci-dessous (fig 3.57). On remarque une lacune de données dans la partie Sud-Est qui se trouve en mer, et empêche l'interpolation complète de la carte impliquant une incertitude dans cette zone.

On voit clairement un gradient orienté NW-SE du champ gravimétrique, que l'on peut comparer à l'anomalie gravimétrique causée par la remontée de l'asthénosphère sous le Massif Central (Bayer, 1983). Nous proposons donc de retirer à l'anomalie de Bouguer une anomalie régionale représentée par un plan (fig 3.58). La résiduelle résultant de ce traitement sera supposée représenter les variations de densité à l'intérieur de notre modèle.

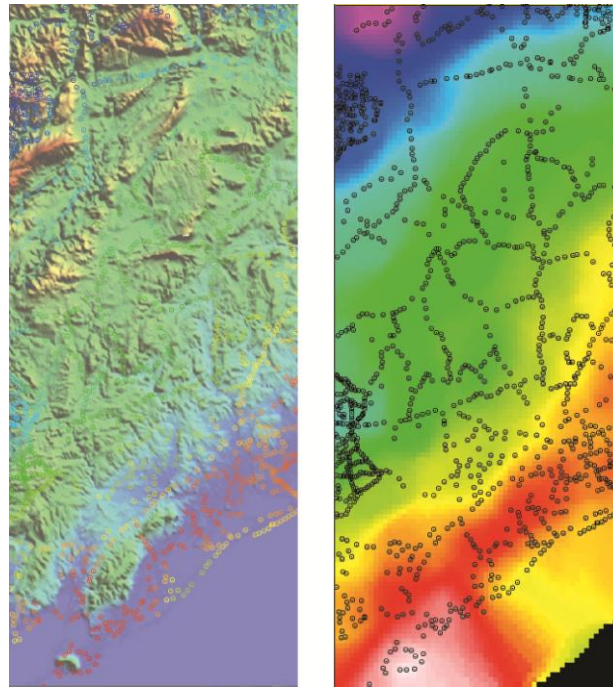


Figure 3.57: a) Points des stations gravimétriques projetés sur l'image du MNT. b) Carte d'anomalie de Bouguer construite à partir du krigage des points de mesure gravimétrique.

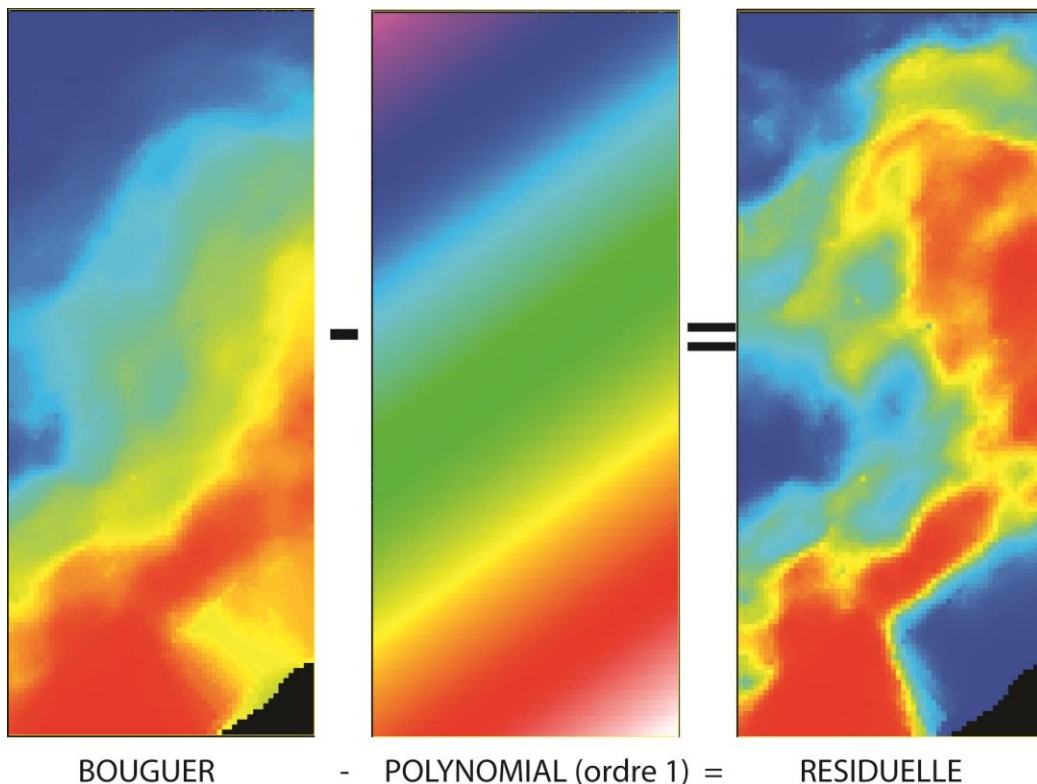


Figure 3.58: Schématisation du calcul effectué par le logiciel afin d'obtenir une carte gravimétrique résiduelle, en soustrayant un polynôme, ici d'ordre 1 à l'anomalie de Bouguer.

4.4.1.2. Mesures de densités

Afin d'obtenir des valeurs de densités significatives et représentatives des formations modélisées, les mesures de densités ont été faites selon 2 méthodes différentes. La première méthode consiste à prélever plusieurs échantillons de chaque formation modélisée; et mesurer leur

densité suivant le protocole présenté ci-après. La seconde méthode, qui permet de contrôler les valeurs obtenues expérimentalement, est basée sur les données de log sismiques, ou log de densité, de deux forages pétroliers de la région, Castries et Saint-Hippolyte-du-Fort.

Les échantillons prélevés sur le terrain nécessaires aux mesures expérimentales ainsi que les 2 forages comportant des log sismiques sont représentés sur la carte géologique simplifiée, de la figure 3.59.

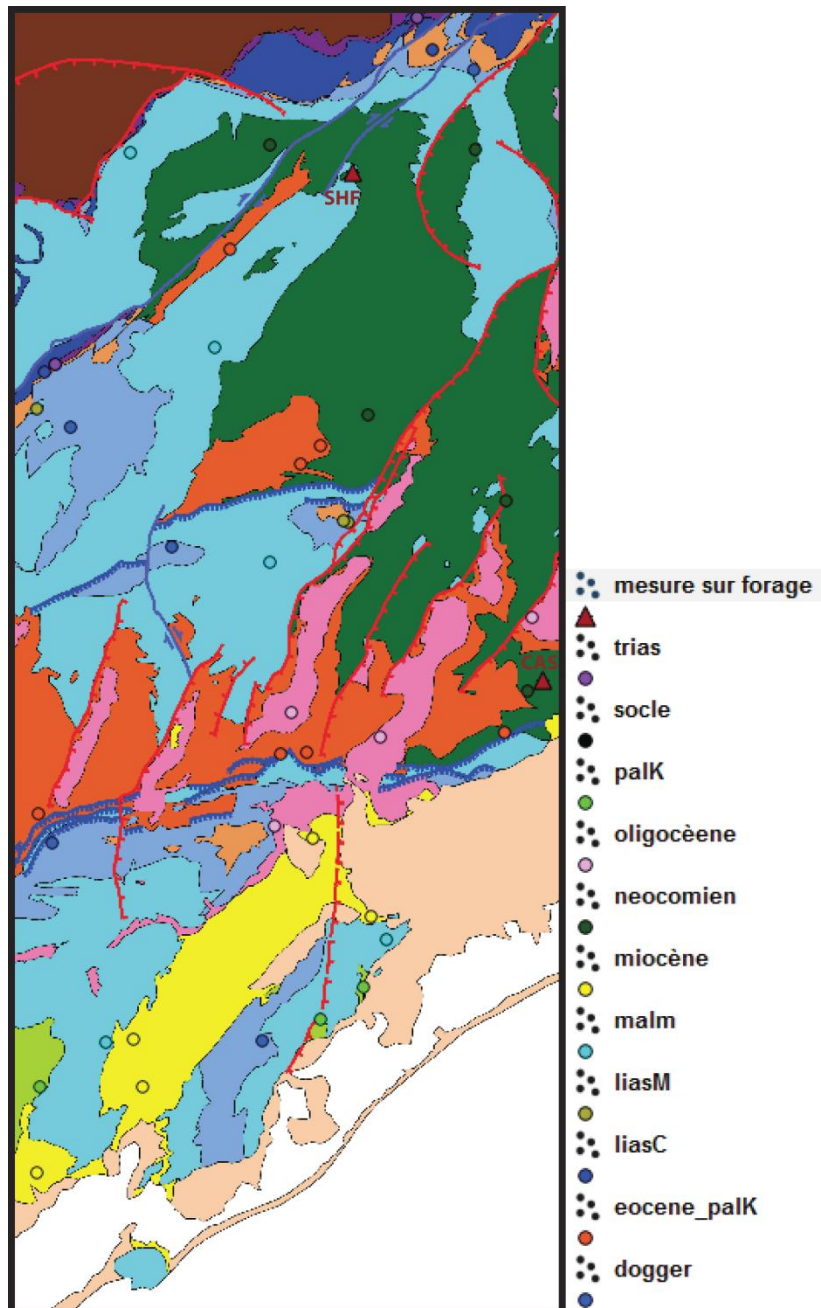


Figure 3.59 : Carte de localisation des échantillons prélevés par formation (ronds) ainsi que les 2 forages ayant servi pour les calculs de densité sur log sismique (triangles rouges).

a) Protocole de mesure de densité sur échantillons

Les données de densités ont été obtenues expérimentalement. Plusieurs échantillons de chaque formation modélisée ont été prélevés, dans des faciès différents et dans des zones géographiques différentes (figure 3.59). Afin d'obtenir des valeurs de densité significatives, la taille

des échantillons devait être suffisamment importante (diamètre > 20cm). La mesure de densité classique consiste à immerger un échantillon dans l'eau après l'avoir pesé, et mesurer la hauteur d'eau déplacée en appliquant la formule suivante :

$$\text{densité (éch.)} = \text{Masses (éch.)} / \text{Volume (eau déplacée)}$$

Or le fait d'avoir des échantillons de taille importante, demandait un récipient de diamètre large et rendait la lecture de la hauteur d'eau déplacée incertaine. Pour obtenir une densité avec une précision au centième dans le cas d'un échantillon pesant en moyenne 5kg, il faut calculer la masse de l'échantillon avec une erreur inférieure à 10g et mesurer le volume d'eau déplacé à 1cm³ près. Il a donc fallu mettre au point un protocole expérimental afin de quantifier le volume d'eau déplacée (fig 3.60).

Pour pallier le problème de lecture du volume d'eau déplacée, on pèse la masse de l'eau déplacée. Comme la masse volumique de l'eau est égale à 1, la masse d'eau déplacée est égale au volume d'eau déplacée. On utilise alors un bac à déversement afin de recueillir l'eau déplacée qui est ensuite pesée. Pour effectuer la mesure, l'échantillon doit être pesé au préalable, et le niveau d'eau initial du récipient doit être en limite du débordement. On immerge ensuite l'échantillon dans le bac à déversement, l'eau déplacée qui a débordé est récupérée dans un bécher préalablement pesé à vide. On pèse le bécher contenant le volume d'eau ayant débordé lors de l'immersion de l'échantillon.

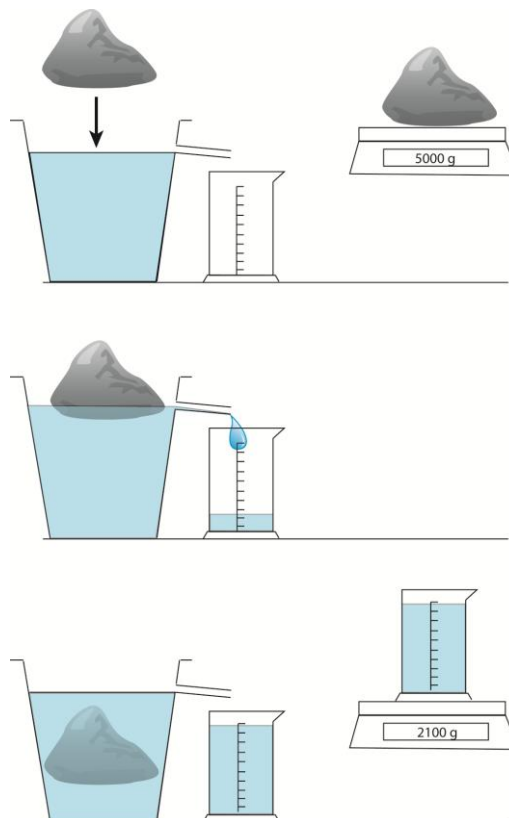


Figure 3.60 : Schéma du protocole expérimental afin de mesurer la densité des échantillons. 1) Pesée de l'échantillon à sec et mise à niveau du bac déversoir. 2) Immersion de l'échantillon. 3) pesée du volume d'eau déplacé.

Les mesures ont été réalisées 2 fois sur un même échantillon et on obtient la même valeur de densité au centième près. En terme de représentativité, l'erreur de densité rentrée au modèle, sera liée 1) aux regroupement des étages lithostratigraphiques dans une même série et 2) la **non** prise en

compte des variations de faciès au sein d'un même étage et donc au sein d'une série modélisée. Il faudrait pour palier cette erreur, un découpage des séries beaucoup plus fin, et faire un échantillonnage de plus grande envergure. La porosité est une autre donnée à prendre en compte, notamment pour les formations carbonatées dont la capacité à se dissoudre peut créer une proportion de vide importante au sein de la roche ; la distribution de la porosité se faisant à des échelles différentes, l'échantillon peut ne pas être représentatif. Les régions fortement karstifiées du modèle posséderont donc une densité surestimée par rapport à la réalité dont la valeur est difficilement estimable. Mais il s'agit ici de faire une première approximation à l'échelle de l'épaisseur du modèle d'une épaisseur de 5500m. Nous discuterons des effets de la karstification sur la réponse gravimétrique à la fin de ce chapitre.

b) Données de forage (log sismique)

Pour compléter les mesures expérimentales, des calculs de densité ont été effectués sur les forages de Castries (CAS) et de Saint-Hippolyte-du-Fort (SHF) par le biais de logs sismiques (fig 3.59).

Le calcul de densité se fait suivant la loi de Gardner et al. (1984), qui donne une relation entre la vitesse de propagation des ondes P et la masse volumique des formations qu'elles traversent:

$$\rho_G = 0,31 V_p^{0,25} ; \quad (V_p \text{ en m/s})$$

Les logs sismiques donnent la vitesse des ondes P sous forme de tableau ou de graphique dans les rapports de fin de sondage. Les logs stratigraphiques donnent la distribution des formations en profondeur, on peut donc facilement en appliquant cette loi, retrouver une densité par formation. Les forages CAS et SHF traversent les formations du Néocomien jusqu'au socle. Les formations plus jeunes que le Crétacé inférieurs n'ont pas de valeurs de densité calculées à partir des logs sismiques, car elles n'ont pas été traversées par les forages.

c) Densités entrées dans le modèle.

Les valeurs des moyennes de densité et écarts types obtenus expérimentalement sur échantillons et à partir des logs sismiques en forage, sont données dans la table 1. Pour obtenir la valeur de la moyenne des densités, chaque valeur de densité (mesure expérimentale et calcul sur log sismique) compte pour 1. Le détail des valeurs se trouve en annexe III (table avec lithologie).

Formations	Moyenne densité / formation	écart type / formation
Socle	2,7	0,109
Trias	2,77	0,094
Lias Calcaire	2,72	0,051
Lias Marneux	2,69	0,166
Dogger	2,71	0,083
Malm	2,73	0,06
Néocomien	2,66	0,094
Rognacien	2,55	0,073
Eocène	2,59	0,112
Oligocène	2,56	0,169
Miocène	2,25	0,126

Tableau 4 : moyenne et écart type des valeurs de densité par formation rentrée dans le logiciel GeoModeller

4.4.1.3. Calcul du problème direct

Avant de procéder à l'inversion gravimétrique, il est utile de passer par une étape intermédiaire qui est le calcul de la réponse gravimétrique du modèle, appelé problème direct, grâce aux données de densité par formation. Ce calcul a pour but d'obtenir une carte qui donne les valeurs de gravimétrie en surface du modèle et permet d'être comparé au champ gravimétrique de l'anomalie Résiduelle. Pour cette étape, il faut entrer dans le logiciel, les densités des formations modélisées **sans prendre en compte l'écart type des valeurs de densité par formation**.

Lors du calcul de la réponse gravimétrique du modèle, le bloc 3D est maillé donc divisé en voxels ou cellules ($nX=30$, $nY=70$, $nZ=40$, c'est-à-dire : $dX = 1000m$, $dY=1017m$, $dZ=162m$).

A chaque voxel est attribuée une formation avec sa valeur de densité précédemment rentrée dans les propriétés physiques du logiciel. La valeur de gravimétrie en un point peut être approchée par cette équation :

$$\text{Gravi} = 2\pi G \rho H$$

$$\text{Gravi} = 2\pi G \rho H$$

où G est la constante gravitationnelle, ρ est la densité et H l'épaisseur de la formation.

2π et G sont des constantes, donc la valeur gravimétrique est fonction de la densité et de l'épaisseur de chaque formation.

Dans le modèle, le maillage créé par les voxels permet de calculer la valeur gravimétrique en surface, correspondant à la moyenne des valeurs gravimétriques de chaque cellule sur une colonne de cellule (fig 3.61)

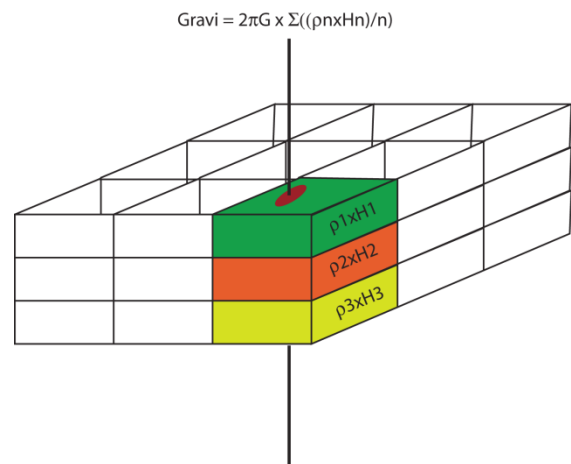


Figure 3.61: Schéma de la discrétisation du modèle en voxels afin de calculer la réponse gravimétrique du modèle.

Le résultat du problème direct est donné sous forme d'une carte interactive; "le misfit" est l'écart entre la grille du champ gravimétrique de la résiduelle et la grille du champ gravimétrique calculé du modèle (fig 3.62). On repère ainsi les zones géographiques du modèle en adéquation avec le champs gravimétrique et celles qui présentent des disparités plus ou moins importantes avec celui-ci. Dans les zones où les valeurs de gravimétrie calculée sont trop différentes des valeurs gravimétriques de la résiduelle, la géométrie du modèle est à revoir.

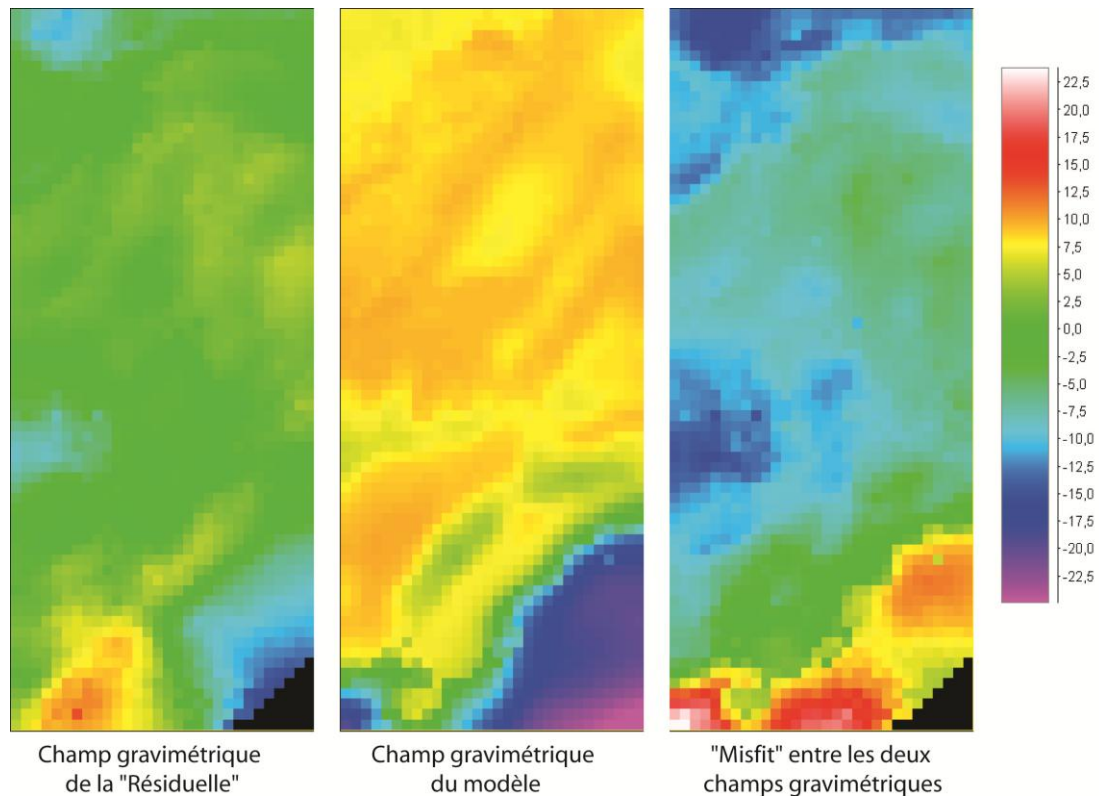


Figure 3.62 : Cartes gravimétriques de 1) la Résiduelle, 2) du modèle et 3) de la différence entre les deux. L'échelle de couleur, valable pour les 3 cartes est donnée en mGal.

On peut aussi comparer la gravimétrie du modèle au champ gravimétrique sur les coupes 2D. On comprend ainsi mieux le lien entre la réponse gravimétrique et la géométrie des formations du modèle (fig 3.63). On voit sur ce profil gravimétrique associé à la coupe que la courbe de la gravimétrie calculée (en rouge) observe la même tendance que la courbe du champ gravimétrique (en bleu). Cela montre que la modélisation avec les densités moyennes mesurées appliquées au modèle géométrique construit, retranscrit la même tendance gravimétrique que celle mesurée. Les différences de valeurs gravimétriques entre la gravimétrie observée et mesurée pourront être réduites lors du processus d'inversion, en prenant en compte l'écart type des densités mesurées.

L'étape du problème direct est nécessaire avant de procéder au problème inverse afin d'identifier les zones du modèle incohérentes avec la gravimétrie qui soulignent des erreurs d'interprétations dans la construction du modèle. Un modèle prêt pour l'inversion gravimétrique doit respecter les tendances gravimétriques de la Résiduelle et ne pas comporter de trop grandes disparités avec celle-ci.

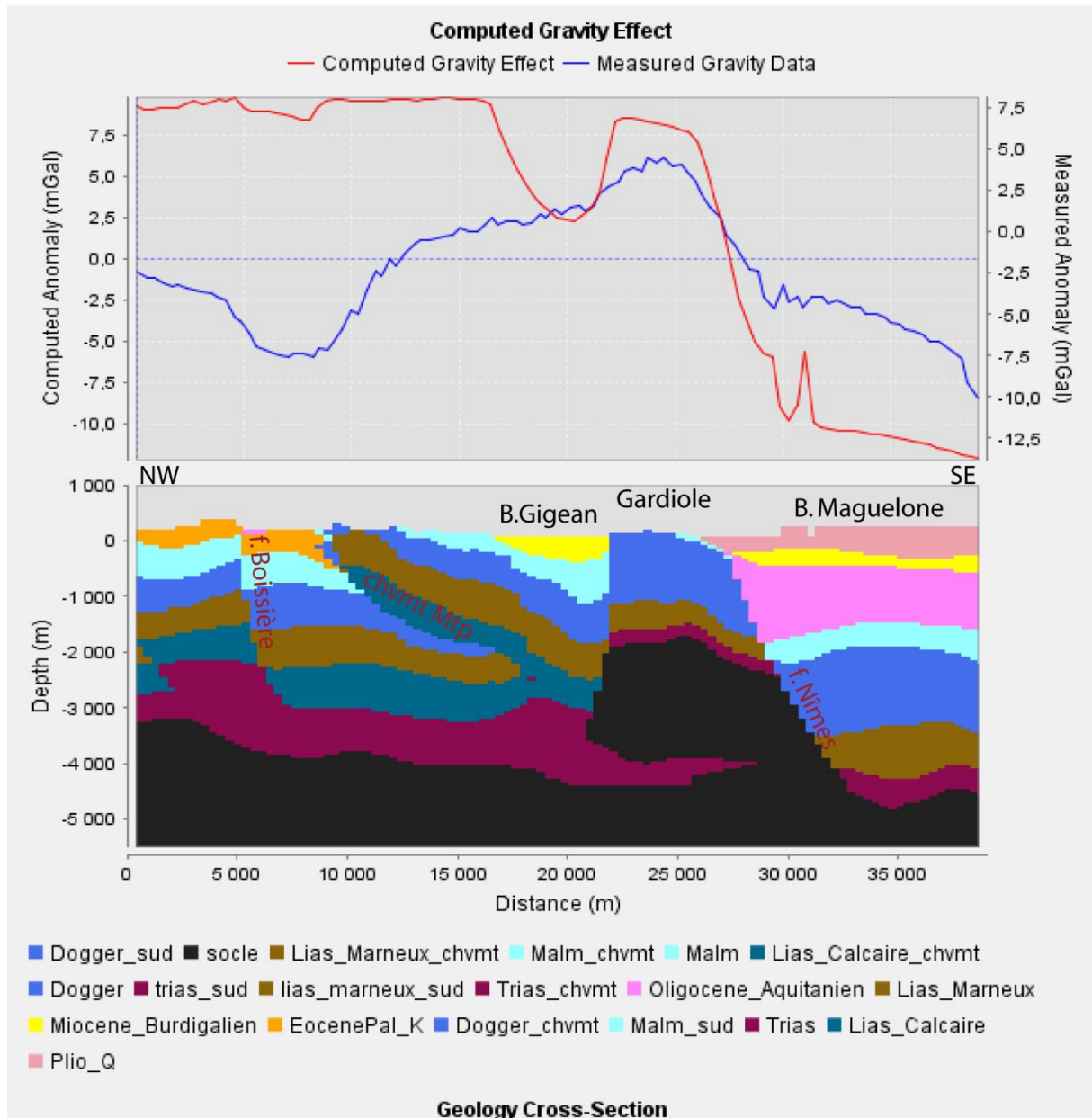


Figure 3.63 : Exemple de réponse gravimétrique du modèle (computed gravity effect) et du champ gravimétrique de la Résiduelle (Measured gravity data) d'une coupe NW-SE traversant le modèle dans la partie Sud, depuis le bassin de l'Hérault jusqu'au bassin de Maguelone.

4.4.2. L'inversion gravimétrique ou problème inverse

L'inversion gravimétrique, est une fonction proposée par le logiciel GeoModeller et permet de vérifier si le modèle 3D construit peut expliquer la gravimétrie enregistrée sur la zone d'étude, avec les valeurs de densités acquises par échantillonnage et sur les logs sismiques. Pour cette étape, nous considérerons que la géométrie du modèle 3D construit est proche de la réalité puisque le résultat du problème direct nous indique que les tendances entre le champ gravimétrique mesuré et calculé sont comparables. Seuls les paramètres pétrophysiques pourront varier durant le calcul de

l'inversion, avec la prise en compte de l'écart type sur les valeurs de densités pour chaque formation. Chaque formation va ainsi posséder une loi probabilistique de densité définie comme suit :

Pour une formation F_i :

$$f(\log(d_i)) = N(d_i, \sigma_i)$$

où d_i représente la moyenne de densité de la formation et σ_i l'écart type (Guillen et al., 2008).

Lors du calcul d'inversion, le bloc 3D est à nouveau maillé, avec la même résolution de maillage que pour l'étape du problème direct ($nX=30$, $nY=70$, $nZ=40$). La géométrie du modèle est fixe, seules les valeurs de densité s'ajustent au sein de chaque formation selon leur loi probabilistique de densité. On accepte une incertitude sur la gravimétrie du modèle à 0.1mGal près.

Ici, le nombre d'itération est de 15.000.000. C'est-à-dire que chaque cellule va être visitée plus de 150 fois. Durant le calcul de l'inversion, le logiciel trouve plusieurs millions de solutions de modèle géologique 3D qui peuvent expliquer le champ gravimétrique à 0.1mGal près (fig 3.64).

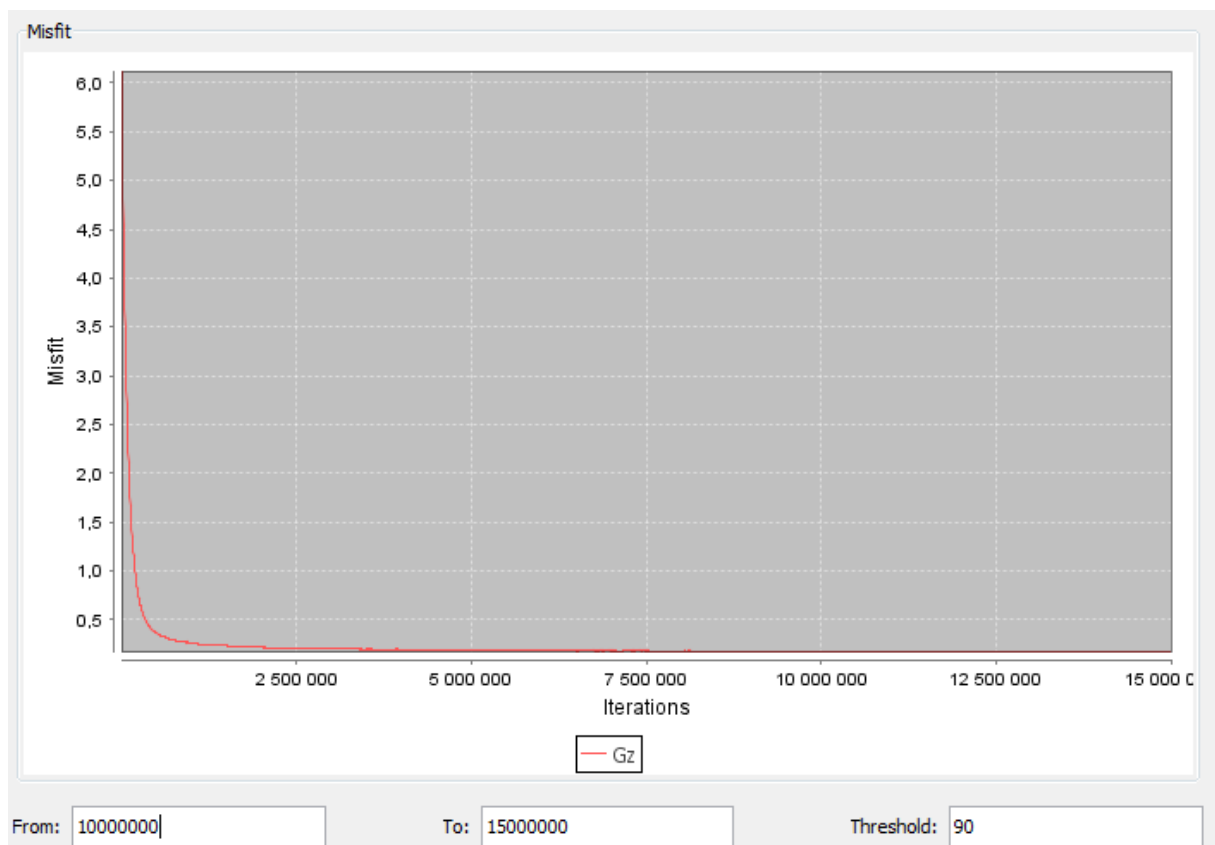


Figure 3.64 : Fenêtre de contrôle sous le logiciel GeoModeller, qui montre l'évolution du calcul de l'inversion au cours des itérations. Au cours du calcul, les solutions de modèle trouvées approchent progressivement les valeurs du champ gravimétrique, à une précision de 0.1mGal. Le résultat de l'inversion est donnée en statistique sur toutes les solutions de modèle trouvées entre 10 et 50 millions d'itération, où toutes les solutions explique le champ gravimétrique à 0.1 mGal près.

Le résultat du processus d'inversion est donc donné sous forme de probabilités statistiques de ses solutions. La fiabilité des statistiques augmente avec le nombre d'itération. Dans notre cas, le résultat de l'inversion est calculé sur les derniers 5 millions d'itérations dont les réponses gravimétriques donnent des modèles compatibles avec le champ gravimétrique à 0.1mGal près (fig 3.65). La régression linéaire faite sur ces 5 millions d'interaction montre une très bonne corrélation

entre les données gravimétriques calculées (final_gravimetry_1) et le champ gravimétrique observé (Observed_gravimetry_1). Cette corrélation indique la bonne qualité du modèle et prouve que le modèle géométrique construit est réaliste. Il n'est pas le seul modèle possible mais il est un des modèles 3D viables, car il explique le champ gravimétrique avec cette géométrie et ces valeurs de densité.

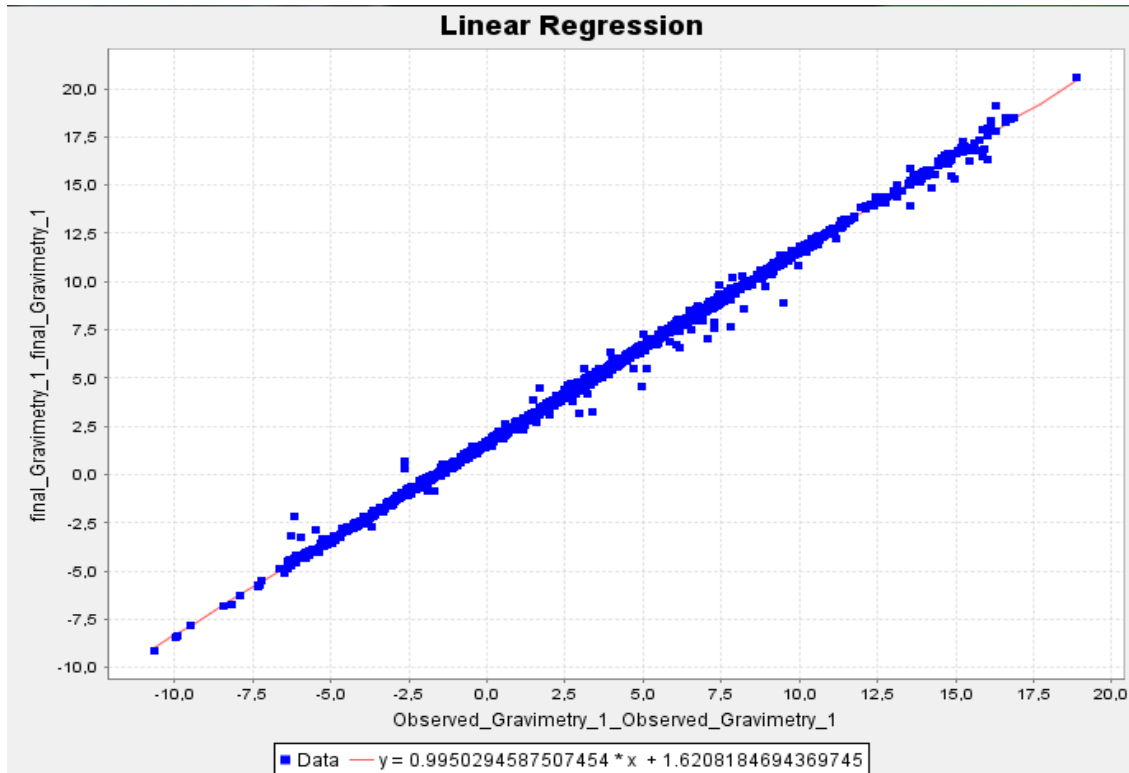


Figure 3.65 : Résultat de l'inversion donné par une régression linéaire afin de vérifier la corrélation entre le champ gravimétrique (observed_gravimetry_1) et la gravimétrie du modèle. Les quelques points en dehors de la droite de régression correspondent aux colonnes de voxels qui n'arrivent pas à expliquer parfaitement le champ gravimétrique avec la loi de probabilité de densité entrée au modèle.

Le résultat calcul du champ gravimétrique du modèle après inversion est donné sur la figure 3.66, avec la même représentation en carte que la figure 3.62, concernant le résultat du problème direct. On remarque qu'après inversion, le champ gravimétrique du modèle est très comparable au champ gravimétrique de la Résiduelle. La différence entre les deux (le "misfit") est quasi nul, sauf dans la partie Sud-Est, où l'on voit apparaître quelques anomalies positives (en jaune). Ces pixels jaunes correspondent aux points de valeur gravimétrique placés à l'écart de la droite de régression linéaire de la figure 3.65. Bien que le « misfit » de cette zone ne soit pas très important, il apparaît dans une des zones du modèle les moins bien contraintes par les données de surface, de sismique et de forage et où subsiste une incertitude concernant la géométrie du modèle conceptuel. Il est donc possible que cette partie de modèle, bien que non aberrante, ne soit pas complètement exacte dans sa géométrie.

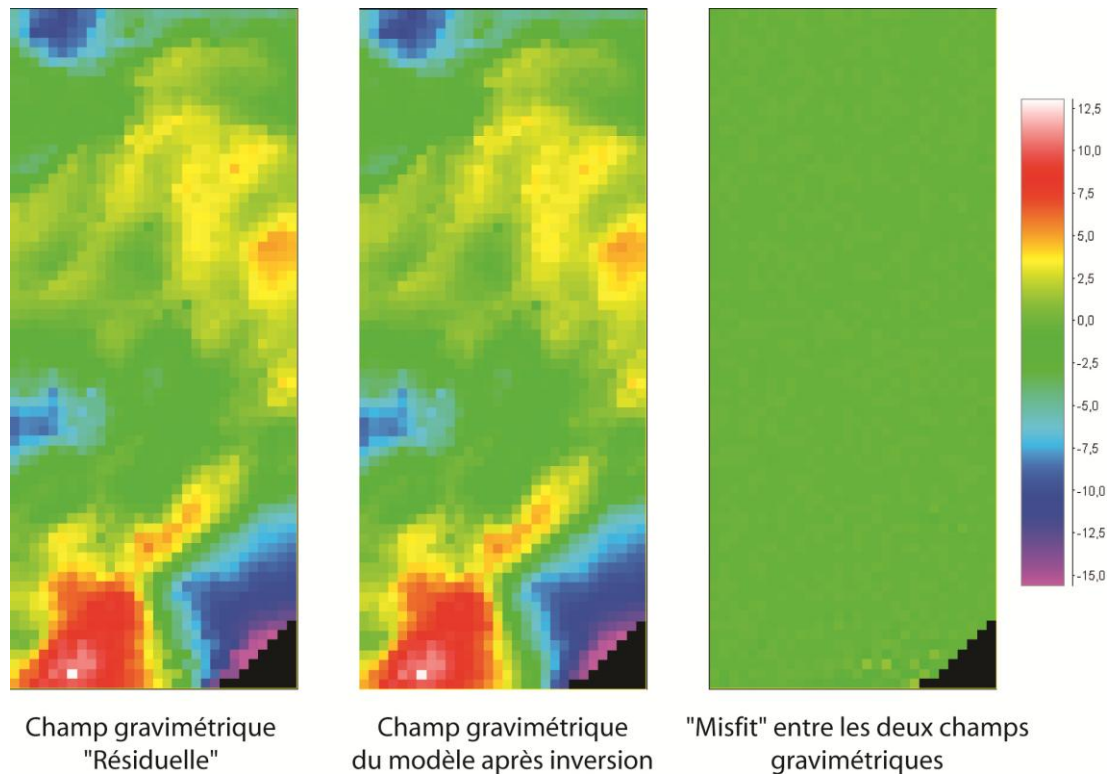


Figure 3.66: Cartes gravimétriques de 1) la Résiduelle, 2) du modèle après inversion et 3) de la différence entre les deux. L'échelle de couleur, valable pour les 3 cartes est donnée en mGal.

A partir du résultat du problème inverse, le modèle conceptuel géométrique construit à priori sans l'aide des données gravimétriques donne à posteriori un modèle géologique justifiant le champ gravimétrique dans son ensemble. Il est possible de visualiser la répartition des densités au sein de chaque formation de ce modèle géologique de manière graphique et en 3D.

La forme graphique s'exprime en histogramme qui donne les probabilités de densité pour chaque formation. En étudiant la répartition des densités au sein des formations, on aperçoit une tendance commune à toutes les formations : toutes les lois de probabilité de densité sont respectées lors de l'inversion. On remarque que les moyennes de densité des formations données par l'inversion sont très proches des valeurs d'entrées. De plus, l'écart type des densités données par l'inversion est réduit par rapport à l'écart type des densités données en entrée pour certaine formation.

En exemple, sur la figure 3.67, l'histogramme de densité du socle du modèle après inversion donne une nouvelle loi de probabilité de densité (en bleu), avec une densité moyenne du socle mesurée à 2,67 et un écart type de 0,04. Si on reporte la loi de probabilité donnée en entrée au logiciel (en vert), c'est-à-dire, une densité moyenne de 2,70 et un écart type de 0,11, on remarque que la moyenne de densité calculée par le modèle après inversion, est donc légèrement inférieure mais comprise dans l'écart type des données d'entrée. L'écarte type calculé par le modèle après inversion est plus réduit que l'écart type de départ, passant de 0.11 à 0.04.

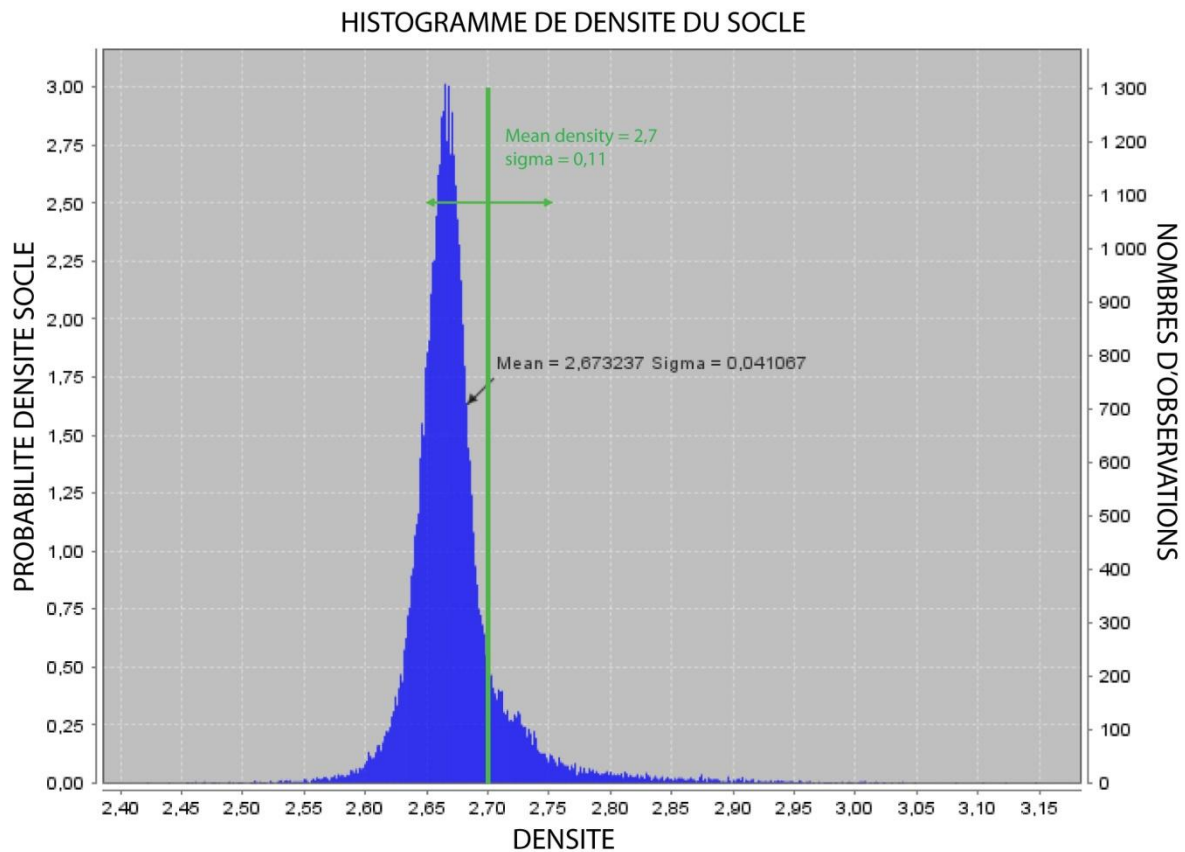


Figure 3.67 : Histogramme de probabilité de densité de la formation "socle" en fonction de la valeur de densité. La probabilité de densité est directement liée au nombre d'observations puisqu'il correspond au nombre de voxels illustrant la valeur de densité. En bleu est représentée la probabilité de densité après inversion, en noir la loi de probabilité de densité après inversion, en vert la loi de probabilité de densité avant inversion. Ici sigma = écart type.

On retrouve un histogramme similaire pour toutes les formations dont l'épaisseur est suffisamment importante pour être imagée par un nombre de voxels représentatif. C'est le cas du Lias calcaire qui comme pour le socle, est très bien contraint par le calcul de l'inversion gravimétrique. La loi de probabilité qui découle de l'inversion attribut une moyenne de densité à cette formation d'environ 2,72 équivalente à la densité moyenne entrée au modèle et un écart type réduit à 0,012 au lieu de 0,051 (fig 3.68).

En revanche, les formations d'épaisseur réduites présentent des loi de probabilité de densité tirées de l'inversion beaucoup moins représentatives. La résolution d'une voxel étant de 1000m par 1017m par 162m, les formations superficielles, moins épaisses qu'un voxel ne sont pas prise en compte. C'est le cas par exemple de la formation Eocène-PalK, qui présente un histogramme basé sur un nombre d'observations beaucoup plus faible que les formations discutées précédemment (fig 3.69). Cette formation présente un panel de densités plus large et beaucoup plus répartie que le Lias calcaire par exemple, dû au fait de la valeur de l'écart type entrée au modèle assez large (0.112), le double de l'écart type du Lias calcaire (0.051). Mais la valeur de cet écart type traduit la grande hétérogénéité des faciès (et donc des densités) des lithologies (conglomérats, grès, argiles, marnes et calcaires) regroupées dans cette formation. Malgré cette forte hétérogénéité, la loi de probabilité de densité déduite de l'inversion présente la même densité moyenne que celle de la loi de densité de départ et présente un écart type réduit de 0.112 à 0.077.

HISTOGRAMME DE DENSITE DU LIAS CALCAIRE

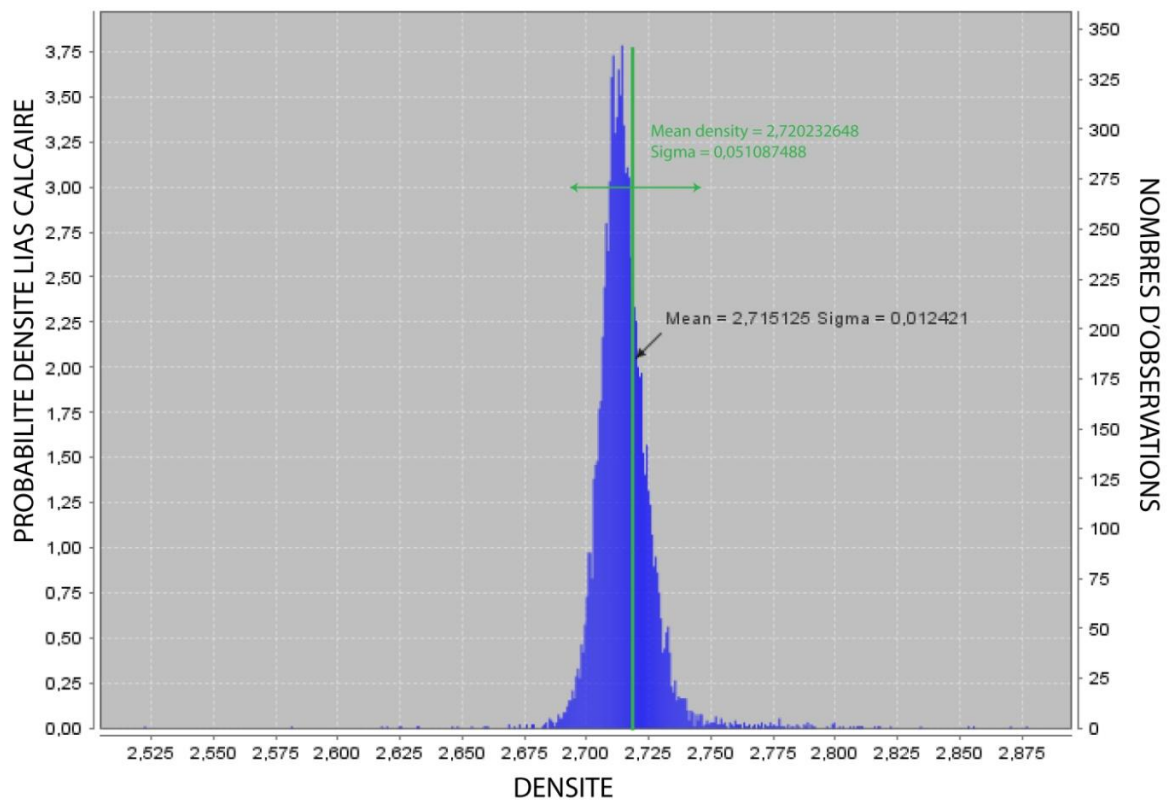


Figure 3.68 : Histogramme de probabilité de densité de la formation "lias calcaire" en fonction de la valeur de densité. En bleu est représentée la probabilité de densité après inversion, en noir la loi de probabilité de densité après inversion, en vert la loi de probabilité de densité avant inversion.

HISTOGRAMME DE DENSITE DE LA FORMATION EOCENE-PAL_K

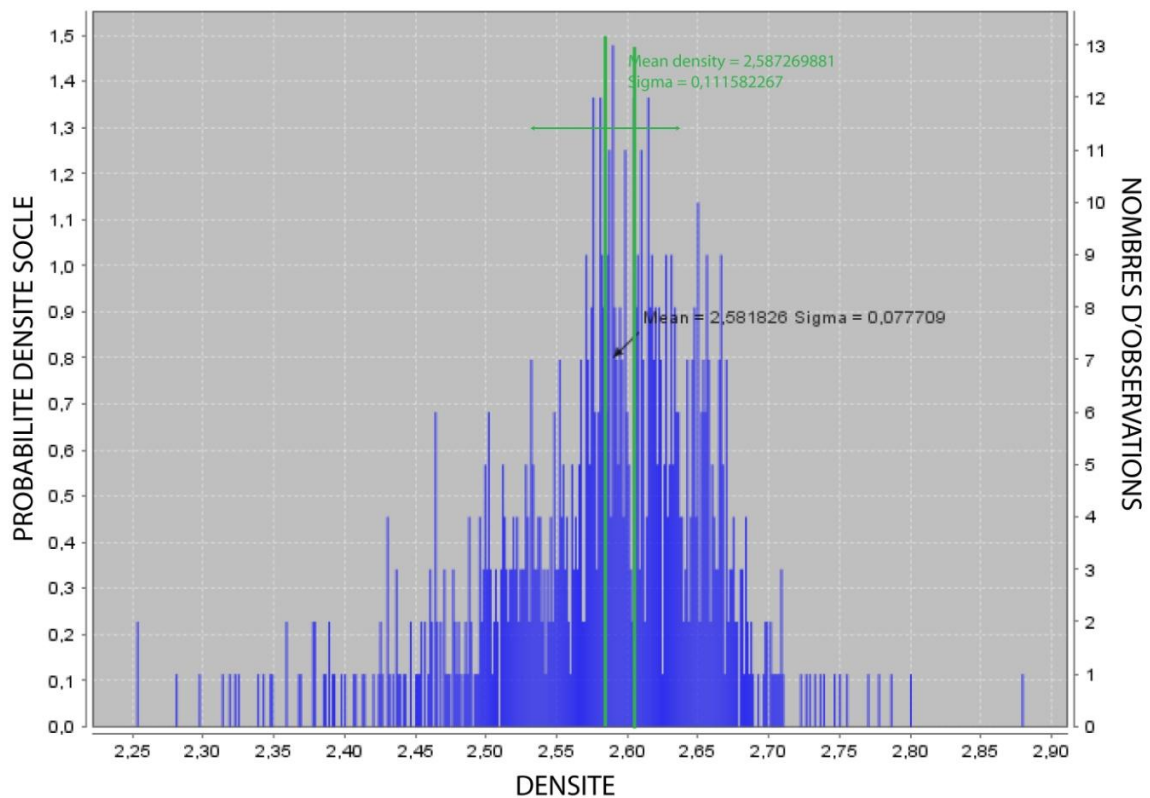


Figure 3.69: Histogramme de probabilité de densité de la formation "lias calcaire" en fonction de la valeur de densité. En bleu est représentées la probabilité de densité après inversion, en noir la loi de probabilité de densité après inversion, en vert la loi de probabilité de densité avant inversion.

On peut aussi visualiser en 3D la répartition des densités au sein de chaque formation. Cette méthode de visualisation s'avère utile pour faire ressortir les variations géographiques de densité. Nous avons vu plus haut, que la porosité n'avait pas été prise en compte lors des calculs de densité des formations. L'écart type de densité entré au modèle était lié aux différents faciès contenus au sein d'une même unité modélisée. Or il est intéressant d'observer la répartition des densités pour chaque formation karstifiable : le Malm, le Dogger et le Lias calcaire (fig 3.70). Chaque formation présente des zonations de densité plus ou moins organisées. Si on attribue cette variation de densité à un facteur de karstification, les zones en rouge, moins denses sont donc plus karstifiées que les zones en bleu, plus denses et donc moins karstifiées. En utilisant cette hypothèse, on remarque que chaque formation dégage des zones de karstification préférentielles:

- Pour le Malm, les zones les plus karstifiées se trouvent au niveau de la zone de l'anticlinal de Viols-le-Fort et au Sud du Pic Saint Loup, ainsi qu'au niveau du horst de Lattes. A l'inverse les zones moins karstifiées se trouvent sous le causse de Pompignan, au Nord du Pic Saint Loup, sous les bassins miocènes de Gigean et de Maguelone.

- Pour le Dogger, les zones soumises à une forte karstification se situent au niveau du horst de Lattes et de la Gardiole, ainsi qu'entre l'anticlinal de Causse de la Selle et le front du chevauchement de Montpellier. Les zones plus faiblement karstifiées se retrouvent au niveau du causse de Pompignan, du bassin de Montpellier, de Gigean et de Maguelone.

- Pour le Lias calcaire, la zone à plus faible densité qui pourrait correspondre à une karstification plus poussée, correspond à l'aire SW du modèle avec la mise en évidence d'un axe Nord-Sud venant du Causse de la Selle jusqu'au bassin de Villeveyrac . On note son absence au Sud des failles de la Gardiole et de Montpellier.

Cette vision des voxels en 3D illustrée par la fig 3.70 est une vision en surface de ces voxels. Or sur une colonne de voxels, toutes n'ont pas la même densité (fig 3.70). La densité donnée en surface d'une formation est en réalité plus complexe, puisque qu'elle s'organise en 3 dimensions. Cette apparente zonation de surface peut donc être trompeuse, si elle se lit uniquement en carte. En revanche, même si la distribution en 3D montre une certaine hétérogénéité au sein d'une même colonne de voxels, on remarque que dans les zones aux plus faibles (en rouge) ou aux plus forte densité (en bleu) en surface, sont relativement homogène à l'échelle de la colonne de voxel (fig 3.70).

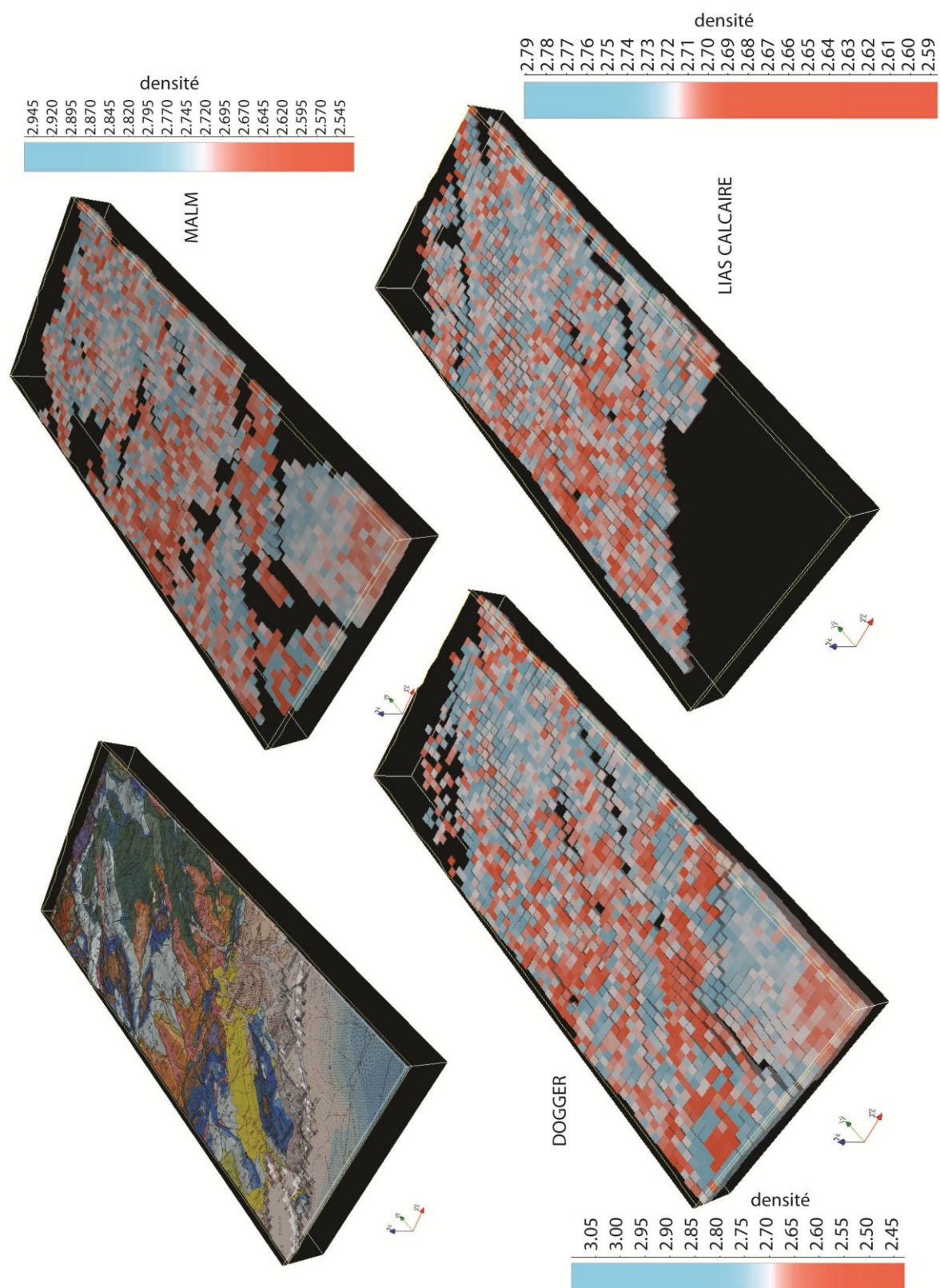


Figure 3.70 : Répartition des densité par voxel en 3D des formations carbonatées du Malm, Dogger et Lias calcaire.

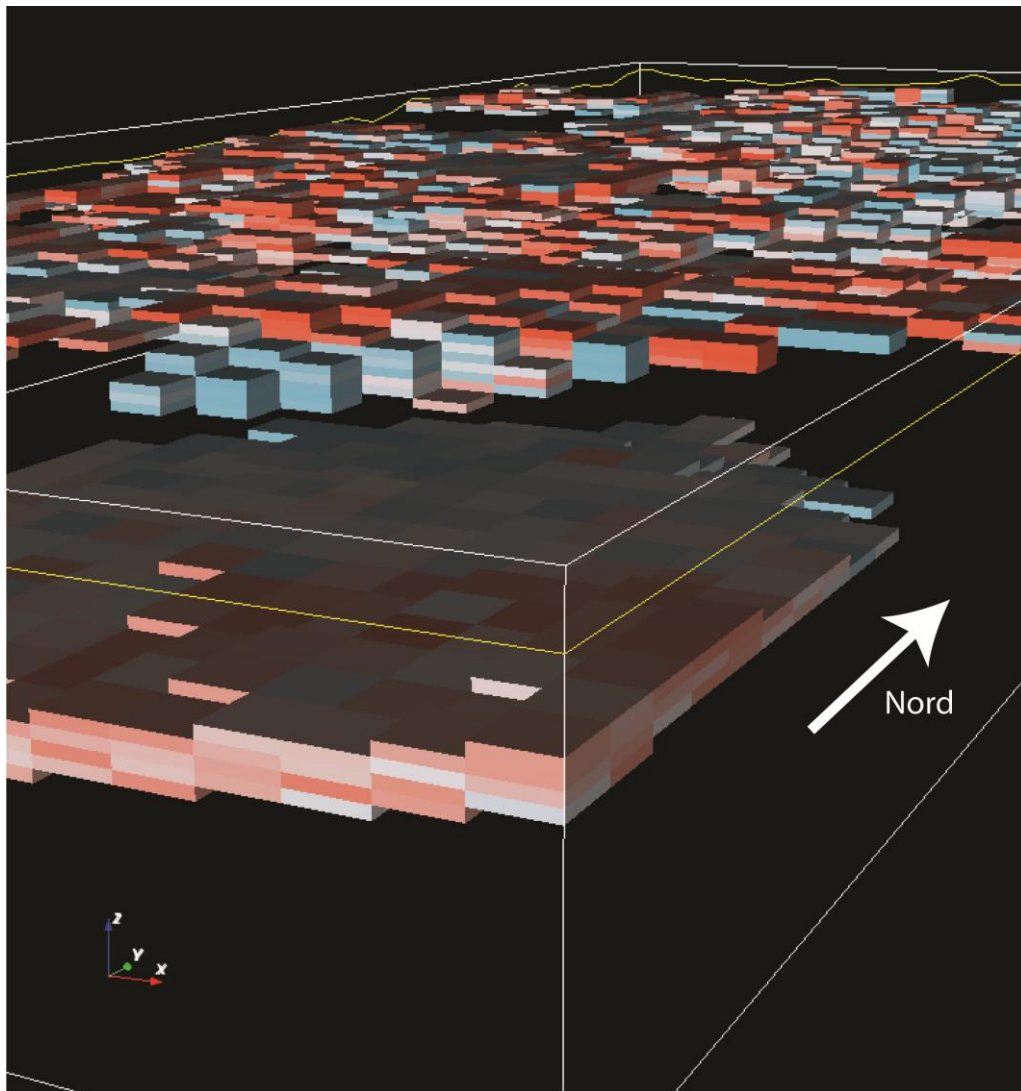
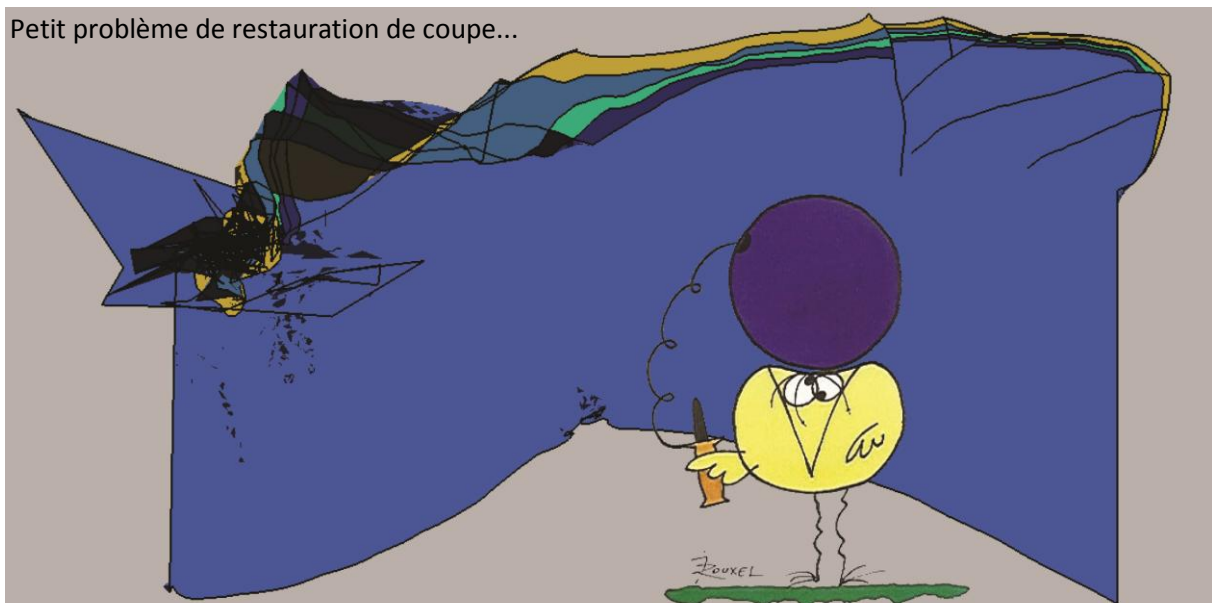


Figure 3.71 : Visualisation 3D des voxels discrétisant l'unité géologique du Malm. L'échelle de couleur représentant la densité attribué à chaque voxel est la même que sur la figure 3.70.

Afin de vérifier si ces zonations de densité sont liées au facteur de karstification, et pour approfondir cette réflexion sur le lien karstification-gravimétrie, il serait intéressant de faire un modèle plus détaillé sur une emprise plus restreinte, ainsi que des mesures de densités plus fines. La karstification pouvant générer jusqu'à plus de 20% de porosité, il y a nécessairement un impact sur la gravimétrie. Cela pourrait être une perspective à développer pour éventuellement localiser les zones les plus karstifiées avec une meilleure résolution.

Nous verrons dans le chapitre qui suit, si ces zones à plus faible densité peuvent correspondre aux aires les plus karstifiées mises en évidence par la réflexion sur les variations du niveau de base au cours du temps.

CHAPITRE IV: DISTRIBUTION DE LA KARSTIFICATION AU COURS DU TEMPS : PRINCIPES METHODOLOGIQUES ET APPLICATION A LA ZONE D'ETUDE



1. INTRODUCTION

L'objectif de ce dernier chapitre est d'associer les données karstiques de surface, concernant les informations sur les niveaux de base pour chaque étape de karstification, avec les données du sous-sol et plus précisément la géométrie des massifs carbonatés. La corrélation des 2 sets de données -surface et profondeur-, permet de remonter à la morphologie de la région aux épisodes de karstification successives, par l'intermédiaire de la restauration de coupes. Nous espérons par ce biais là, pouvoir remonter aux paléo-conditions de formation de la karstification afin de repositionner les paléo-niveaux de base, reconstruire la paléogéographie, définir les massifs soumis à karstification et ceux restés sous le niveau de base ou sous couverture.

Pour cela, nous testerons cette méthode sur une coupe extraite du modèle 3D -passant dans les zones où les contraintes apportées par les paléokarsts sont les plus concentrées- qui est restaurée des déformations successives, responsables des grandes étapes de karstification étudiée dans le chapitre II, à l'exception de la période bauxitique, qui ne sera par traitée par manque de temps.

Pour chaque époque de karstification, on espère pouvoir déduire l'épaisseur de karstification minimale créée en fonction de l'évolution du niveau de base, au sein des massifs carbonatés restaurés, donnant une idée de la connectivité entre les massifs carbonatés. La superposition des paléo-niveaux de base successifs, ainsi que les paléo-directions du gradient hydraulique serviront à discuter des karsts potentiellement décolmatés et réempruntés.

2. RECONSTITUTION CINEMATIQUE DES COUPES EXTRAITES DU MODELE 3D (APPROCHE GEODYNAMIQUE & MODELISATION)

Afin de restaurer les coupes extraites du modèle 3D construit sous GeoModeller, nous utilisons un logiciel de restauration 2D, **Dynel 2D** développé par IGEOS-Schlumberger.

Dynel2D est un outil 2D utilisé pour restaurer et simuler l'évolution tectonique de structures géologiques complexes (Maerten & Maerten, 2006, Maerten et al., 2007). Le logiciel gère des données géologiques et géophysiques sur les horizons et les failles avec une analyse géomécanique de la déformation (déplacement, déformation et contraintes) associée au développement de la structure géologique en utilisant les principes fondamentaux de la physique qui gouvernent la déformation des roches.

Contrairement aux méthodes de restauration géométrique, la restauration basée sur la géomécanique utilise un seul algorithme pour restaurer différents styles de structures géologiques. L'algorithme développé pour le logiciel Dynel 2D est basé sur 3 caractéristiques :

- la théorie "Finite element method" (**FEM**), est un processus numérique qui apporte des solutions aux problèmes qui seraient autrement difficiles à obtenir. Habituellement, le problème posé est trop complexe pour être résolu par des méthodes classiques ou analytiques. La FEM est la méthode la plus couramment utilisée pour résoudre des équations différentielles partielles (Hughes, 1987).

Le but de la méthode est de déterminer une approximation, par exemple pour la fonction $u(x)$ définie pour tout x dans le domaine par rapport à certaines conditions limites données. La méthode nécessite une discrétisation du domaine en éléments. Sur chaque élément, la fonction est approximée par une forme caractéristique. Par exemple, $u(x)$ peut être approximée par une fonction linéaire sur chaque élément.

Pour Dynel 2D, les modèles sont discrétisés avec des éléments triangulaires linéaires, qui forment un maillage ajusté pour s'adapter à la forme de la structure que l'on étudie. A chaque élément sont assignées les propriétés du matériel qui peuvent différer d'un élément à l'autre et chacun se comporte selon une loi élastique linéaire prescrite en réponse à des contraintes appliquées, des déplacements, et des réactions de contact entre interfaces.

- le principe de l'élasticité linéaire est utilisé pour la restauration parce que ses propriétés fondamentales sont bien adaptées à une telle modélisation. C'est le comportement mécanique le plus intuitif qui fournit une solution unique, par conséquent, les résultats du modèle peuvent être facilement appréhendés. L'élasticité linéaire prend en compte l'intégralité des lois physiques qui régissent la déformation géologique, y compris la conservation du moment, de la masse et de l'énergie. En conséquence, les lois physiques remplacent les hypothèses cinématiques ou géométriques couramment utilisées pour la restauration des structures géologiques, tels que la préservation de la longueur de l'horizon, d'une surface ou d'un volume. L'élasticité linéaire est réversible ce qui permet de revenir en arrière et en avant de la restauration à l'état initial. De plus, quand on ne connaît pas les caractéristiques de la déformation qui doivent être utilisées pour la restauration, l'élasticité linéaire fournit la conjoncture la plus simple.

- la déformation basée sur la décompaction permet de prendre en compte les paramètres physiques et géomécaniques des roches dictés par leur rhéologie, tel que les paramètres d'isotropie élastique (module de Young, coefficient de Poisson), ou bien encore les paramètres de densité, porosité et constante de compaction. Ces paramètres déjà rentrés par défaut au logiciel pour certaines lithologies peuvent être modifiés et affinés si des mesures spécifiques ont été faites sur les roches de la coupe à restaurer.

La principale limitation de l'utilisation de l'élasticité linéaire est que la roche ne se comporte pas comme un solide parfaitement élastique dans toutes les conditions de chargement (Jager & Cook, 1979). En effet les relations contraintes-déformations non linéaires et non récupérables sont observées au-delà de la limite élastique. Il existe des structures géologiques qui sont difficiles à restaurer à l'aide de Dynel 2D, comme par exemple les plis renversés/déversés, qui impliquent un comportement plastique à la charnière du pli.

2.1. LA RESTAURATION TECTONIQUE

2.1.1. La méthode de restauration sous le logiciel Dynel 2D

Le logiciel **Dynel 2D** permet de faire la restauration d'une coupe équilibrée (exemple: King et al., 2010) de manière polyphasée, en restaurant chaque étape de déformation une par une. Pour cela, le logiciel a sa propre organisation dans les étapes à suivre (ou "workflow") afin de restaurer l'ensemble de la coupe (fig 4.1).

En **données d'entrée** (fig 4.1), le logiciel **Dynel 2D** a besoin de l'image d'une coupe ou d'un profil sismique que l'on peut géoréférencer, et sur laquelle peuvent être digitalisées les interfaces entre formations en distinguant les surfaces discordantes, les failles, les intrusions, et les limites de la coupe à restaurer. Dans la méthodologie du logiciel, cette étape est appelée "*Interpretation*" (fig4.1). Après avoir interprété les données d'entrées sous le logiciel, les étapes suivantes consistent à **traiter l'interprétation de la coupe** (fig 4.1) qui permet au logiciel de s'approprier cette interprétation:

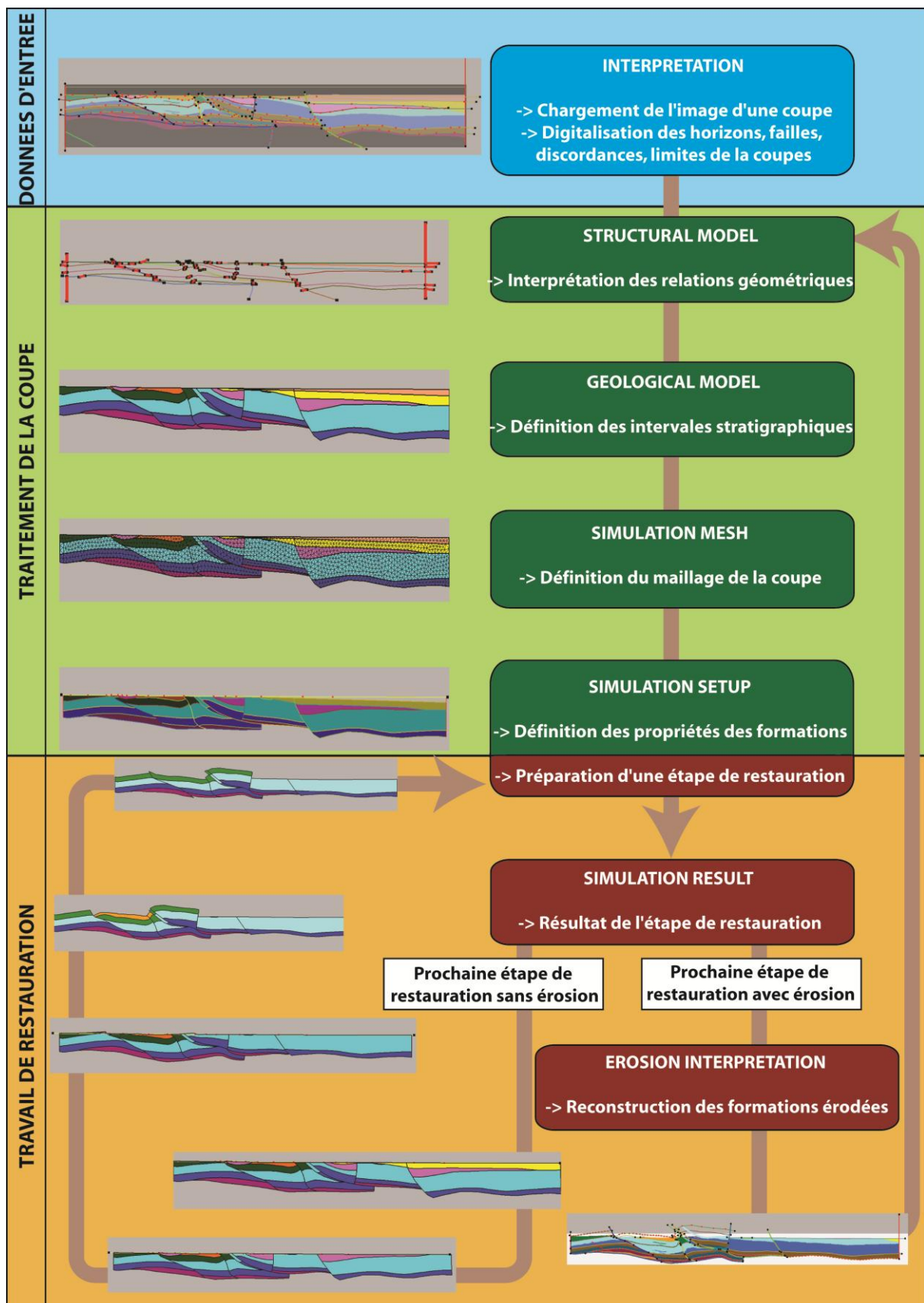


Figure 4.1: Schéma de la méthode d'utilisation du logiciel Dynel 2D, ou "workflow", décrite dans le texte.

- l'étape du "*Structural Model*" est utilisé pour construire automatiquement le modèle structural de la coupe (fig 4.1). C'est au cours de cette étape que l'on vérifie que l'interprétation a été correctement dessinée (fig 4.2).

- l'étape du "*Geological Model*" permet de construire automatiquement le modèle géologique. A ce stade, on peut vérifier que tous les blocs limités par des failles ont été correctement assignés aux bonnes unités géologiques. L'obtention du modèle géologique découle de la succession des deux premières étapes, l'"*interprétation*" et le "*structural model*". C'est lors de l'étape du "*structural model*", que l'on vérifie la correction de l'interprétation (fig 4.2) et qu'on relève les éventuelles erreurs dans le tracé de l'"*interprétation*". Si ces dernières ne sont pas corrigées dans l'"*interprétation*", c'est le modèle géologique qui s'en trouve modifié et faussé (fig 4.2).

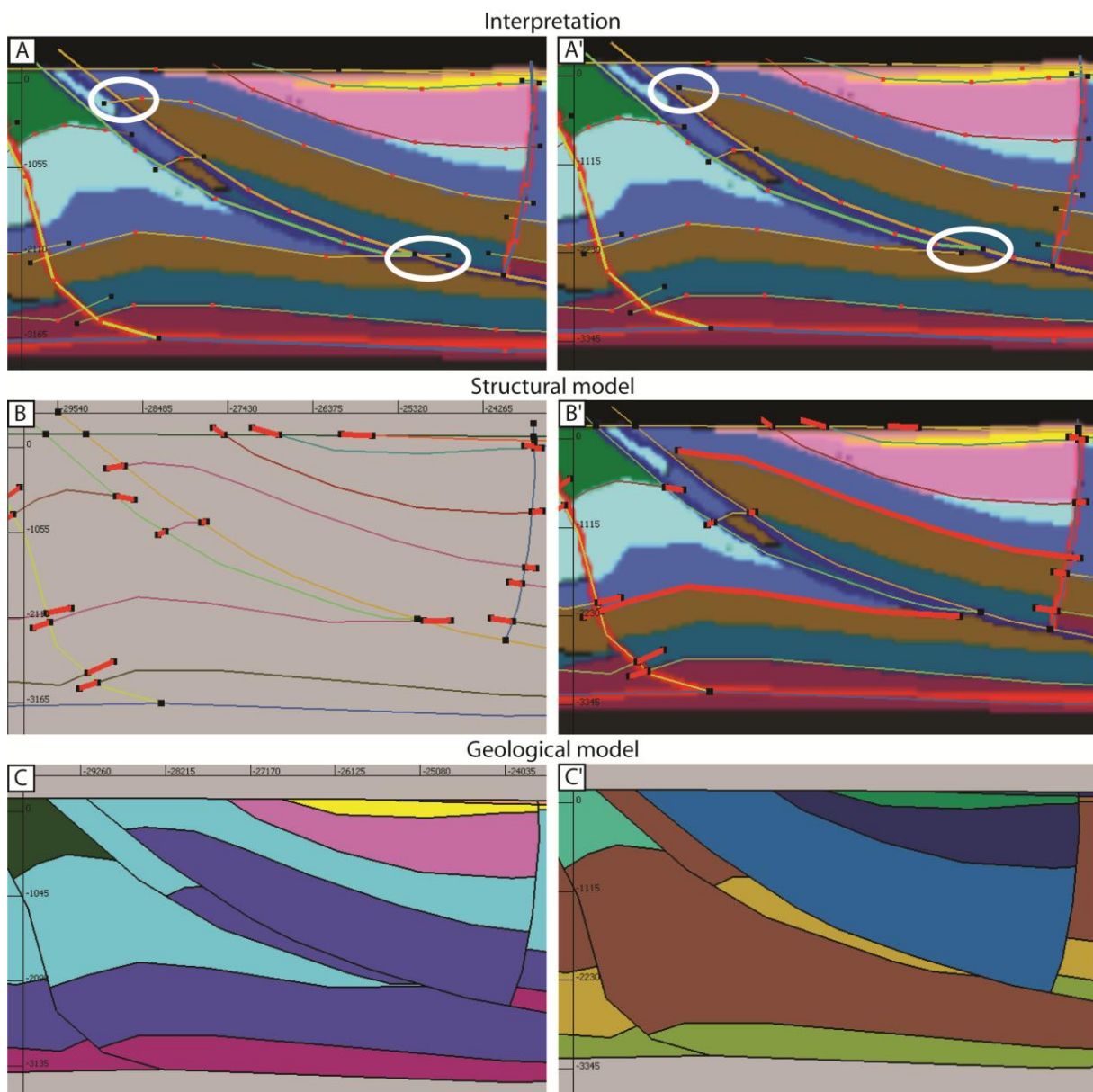


Figure 4.2: Etapes du logiciel depuis l'interprétation au modèle géologique menant à un *Geological Model* correct (A-B-C) et incorrect (A'-B'-C'). La succession A'-B'-C' illustre l'erreur type (ellipses) qui se glisse lors de l'interprétation (A') : les horizons ne sont pas recoupés par la faille, ce qui engendre leur disparition à l'étape suivante et se répercute sur le modèle géologique (C'), où il manque des formations. L'étape du "*structural model*" est faite pour vérifier l'étape "*interprétation*" avant l'obtention du "*geological model*"

- l'étape du "*Simulation Mesh*" (fig 4.1) correspond au maillage du modèle, une fois celui-ci cohérent avec la coupe de départ, dont on peut choisir la densité et la qualité. Le maillage doit être suffisamment dense pour pouvoir prendre en compte les plus petites unités à restaurer, mais pas trop afin d'éviter un temps de calcul trop long.

Après l'étape du maillage, commence le **travail de restauration** (fig 4.1), dans lequel le logiciel combine deux étapes successives toujours associées : "*Simulation Setup*" dans laquelle les paramètres de la restauration vont être définis et "*Simulation Result*" qui permet de visualiser le résultat de la restauration (fig 4.1).

Lors du premier "*Simulation Setup*", on attribue aux différentes unités géologiques une lithologie définie par 11 propriétés géomécaniques fixées par défaut (module de Young, coefficient de Poisson, densité, module d'élasticité, constante de compaction...). Ces propriétés peuvent être modifiées si nécessaire en fonction des données dont on dispose sur chaque lithologie. Chaque étape de "*Simulation Setup*" permet de restaurer un événement tectono-sédimentaire correspondant à un épisode géologique donné. L'étape de "*Simulation Result*" correspond à l'étape de la visualisation du résultat de la restauration. Suivant le prochain type de déformation à restaurer, le logiciel propose deux modes de restauration, en distinguant les déformations ayant induit une érosion de celles qui n'en ont pas provoqué (fig 4.1).

- Cas d'une étape de restauration sans érosion

Dans le cas d'une restauration sans érosion (boucle en bas à gauche dans la figure 4.1), il y a trois paramètres à contraindre :

- Les failles sont définies séparément comme actives (*sliding*) ou inactives (*locked*) durant la restauration. On définit leurs relations avec les unités géologiques adjacentes (décalées), ainsi qu'avec les failles voisines (recoupées ou déplacées).

- Les conditions aux limites symbolisent les contraintes de déformation appliquées à la coupe. Il faut donc définir un sens et une quantité de déplacement à chaque limite, propre à chaque déformation.

- Les unités géologiques se déforment de manière élastique suivant les contraintes de déplacement appliquées aux limites, en accord avec les propriétés rhéologiques et géomécaniques de leur lithologie. Il est possible de définir un glissement bloc sur bloc entre unités géologiques, ainsi que leur relation avec les failles (horizon décalé ou non).

Pour tenir compte des différentes configurations géologiques (dépôt sans déformation, déformation localisée sur failles, plissement, basculement par subsidence/uplift...), le logiciel propose plusieurs outils de restauration. L'utilisateur choisit les outils les plus appropriés pour modéliser le type de restauration auquel il est confronté. Ci-dessous sont présentés les principaux modules de restauration qui ont été utilisés sur les coupes extraites du modèle géologique 3D. L'outil choisi dépend du type de déformation et de la connaissance acquise sur cet événement géologique.

- L'outil "*restore*" permet d'indiquer une altitude à laquelle la base du dépôt est restaurée.

- L'outil "*restore to*" nécessite de tracer au préalable un horizon cible sur lequel, la base du dépôt viendra s'ajuster.

- L'outil "*constrain line*" permet de bloquer ou d'imposer un déplacement aux limites du modèle afin de simuler les contraintes tectoniques qui s'exercent sur la coupe.

- L'outil "*contact*" définit les relations au niveau des interfaces entre formations, entre failles et entre failles et formations. Avec cet outil, on a la possibilité de distinguer les failles actives des failles scellées, d'identifier les types de contact entre formations (glissement bloc sur bloc par exemple),

ainsi que d'imposer un déplacement sur la faille afin de replacer des formations décalées, en vis-à-vis.

A chaque étape de restauration, ces outils peuvent être utilisés seuls ou bien combinés entre eux pour obtenir une restauration conforme à la réalité géologique.

Dans le cas d'un dépôt mis en place sans déformation (fig 4.3):

Les dépôts de couches sédimentaires ne sont pas forcément accompagnés de déformations. Afin de restaurer ce type de dépôt sous le logiciel Dynel 2D, l'unité géologique est supprimée sans qu'aucun autre paramètre - sur les failles ou les limites de la coupe - ne soit modifié. Ci-dessous, une coupe NW-SE extraite de la zone Sud du modèle 3D (fig 4.3) est restaurée pour le dépôt d'une couche sédimentaire mise en place lors d'une transgression.

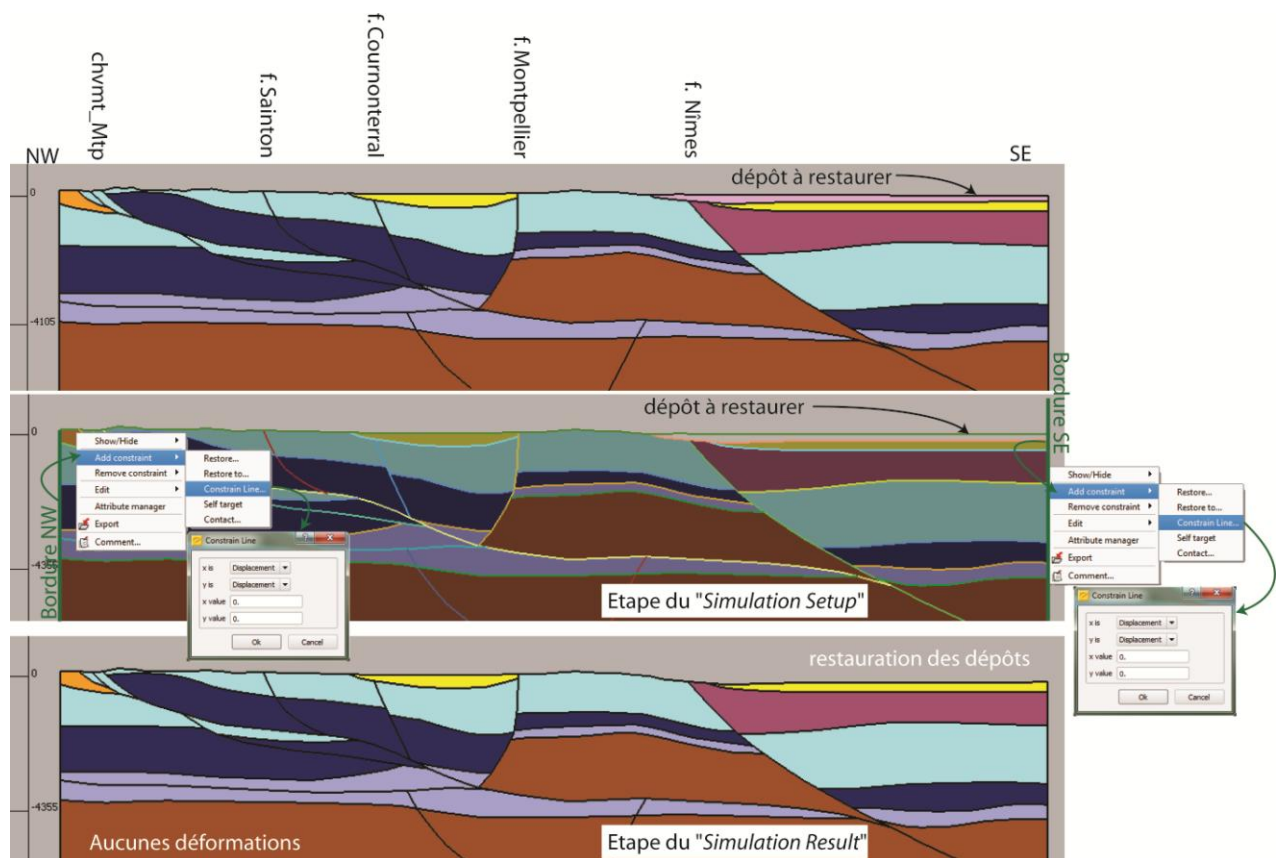


Figure 4.3: Exemple de restauration sans déformation. Le dépôt (en rose pale) à restaurer est supprimé, les bordures de la coupe sont contraintes à un déplacement nul forcé, toutes les failles définies inactives.

Dans le cas d'une déformation accompagnée d'un dépôt (fig 4.4):

Lors de cette configuration, la restauration se fait en 2 étapes : 1) le dépôt engendré par la déformation est supprimé, comme dans le cas d'un dépôt sans déformation, et 2) la base de ce dépôt doit être restaurée dans les conditions initiales, antérieures à ce dépôt.

Ci-dessous est présenté à titre d'exemple la restauration d'une subsidence sans activité majeure des failles et la restauration des dépôts selon une altitude donnée (fig 4.4).

Lors du "Simulation Setup" de la première configuration (fig 4.4), le dépôt à restaurer est supprimé. La base du dépôt est contraint par l'outil "restore" à l'altitude 0m; toutes les failles sont "scellées" (ou "locked") par l'outil "contact" exceptée la faille de Montpellier (f.Mtp) qui est définie active (ou "sliding"); les contraintes aux limites de la coupe sont attribuées par l'outil "constrain line"

en distinguant la bordure NW fixe (déplacement en x et y égale à 0) et les bordures SE et inférieures libres. L'étape du "Simulation Result", permet de visualiser le résultat de la restauration précédemment paramétrée par ces outils : la déformation induite par la restauration du dépôt selon un plan à 0m d'altitude est majoritairement accommodée par la remontée du substratum mais aussi par le jeu de la faille de Montpellier qui fait légèrement remonter le *hanging wall*.

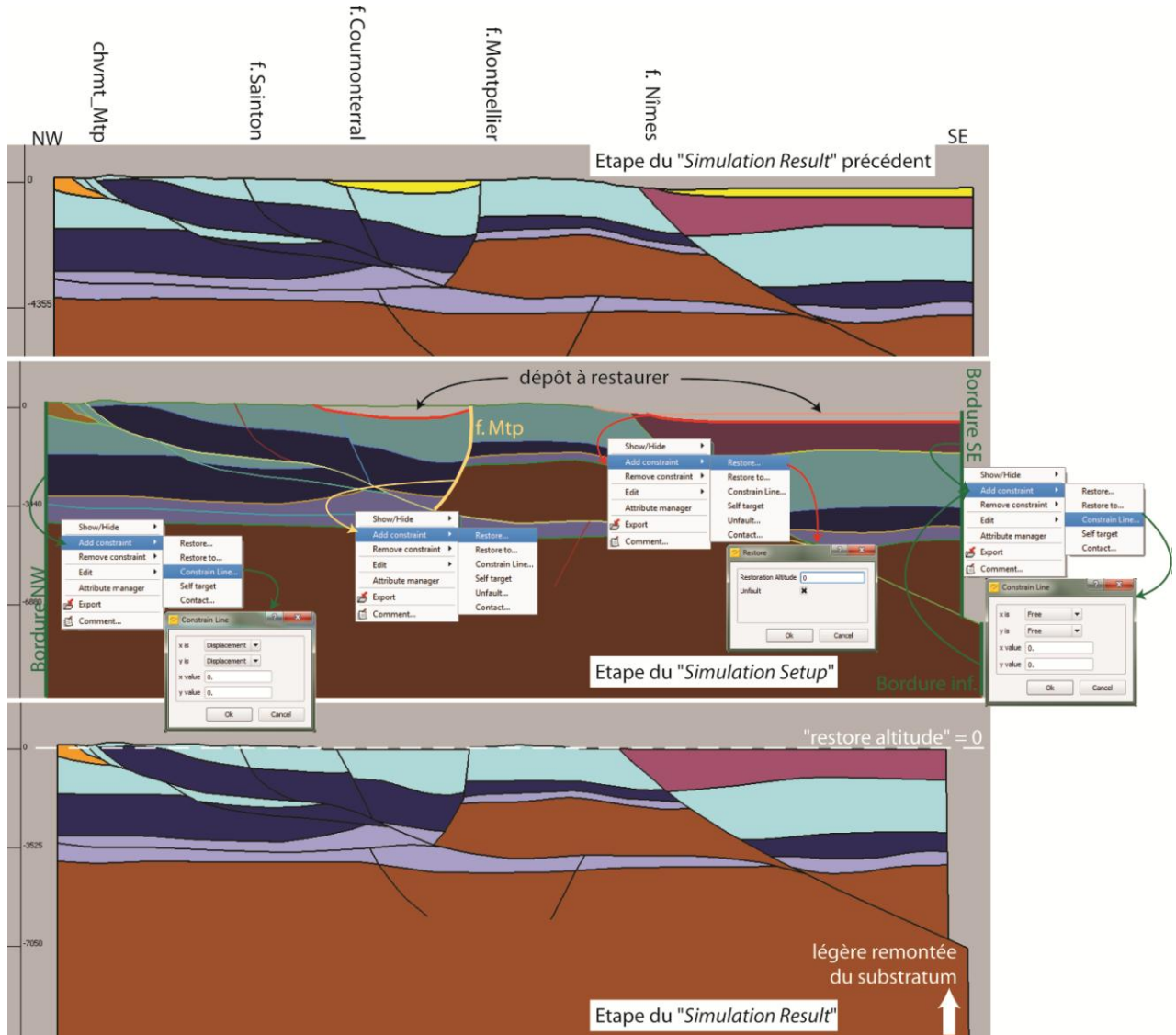


Figure 4.4: Exemple de restauration avec déformation. Le dépôt (en jaune) à restaurer est supprimé, les bordures et les failles sont contraintes suivant la déformation intervenant lors du dépôt à restaurer. Ici, la bordure SE est définie libre, afin qu'elle accomode la restauration imposée à la base du dépôt supprimé, à une altitude égale à zéro. La conséquence de cette configuration de restauration provoque la remontée du substratum.

Dans le cas d'une déformation sans dépôt :

Dans la configuration d'une déformation caractérisée uniquement par un déplacement, aucune couche n'est supprimée; seuls les outils de restauration précédemment présentés vont paramétrer la restauration.

- Cas d'une étape de restauration avec érosion

Lorsque l'érosion intervient au cours d'une déformation (boucle en bas à droite dans la figure 4.1), le processus de restauration nécessite une étape supplémentaire qui est la reconstitution des formations érodées (fig 4.1), avant l'étape de restauration de la déformation. Lors de cette étape de

reconstruction, la part d'interprétation de l'utilisateur est importante, car elle conditionne la géométrie de **toutes** les restaurations suivantes, d'où son nom "*Erosion interpretation*" (fig 4.5). Cette étape est délicate, car il est toujours plus difficile de restaurer une couche qui a disparu totalement ou partiellement, qu'une couche qui a été enfouie et conservée contenant alors les informations utiles à sa restauration (géométrie des dépôts sédimentaires, lithostratigraphie...).

La lithologie des dépôts érodés est importante, car elle est caractéristique de l'environnement de dépôt qui contrôle l'architecture du dépôt. Dans le cas d'une érosion de plateforme carbonatée, la reconstitution va être fonction de l'architecture de la plateforme, mais sera relativement isopaque sur de courte distance et facile à restaurer. Si le terrain érodé correspond plutôt à des cônes alluviaux anisopaques, sa reconstitution sera moins aisée. La déformation peut aussi induire des dépôts syntectoniques, synchrones à l'érosion, eux même en partie érodés. Suivant le climat, l'érosion sera plutôt chimique (karstification par exemple) ou mécanique, ce qui induira une réponse différente dans les paysages. Paysages où il est important de situer l'amont et l'aval, ainsi que les principaux reliefs et bassins, afin de reconstruire une paléo-topographie; d'où la nécessité de très bien connaître l'histoire géologique de la région étudiée.

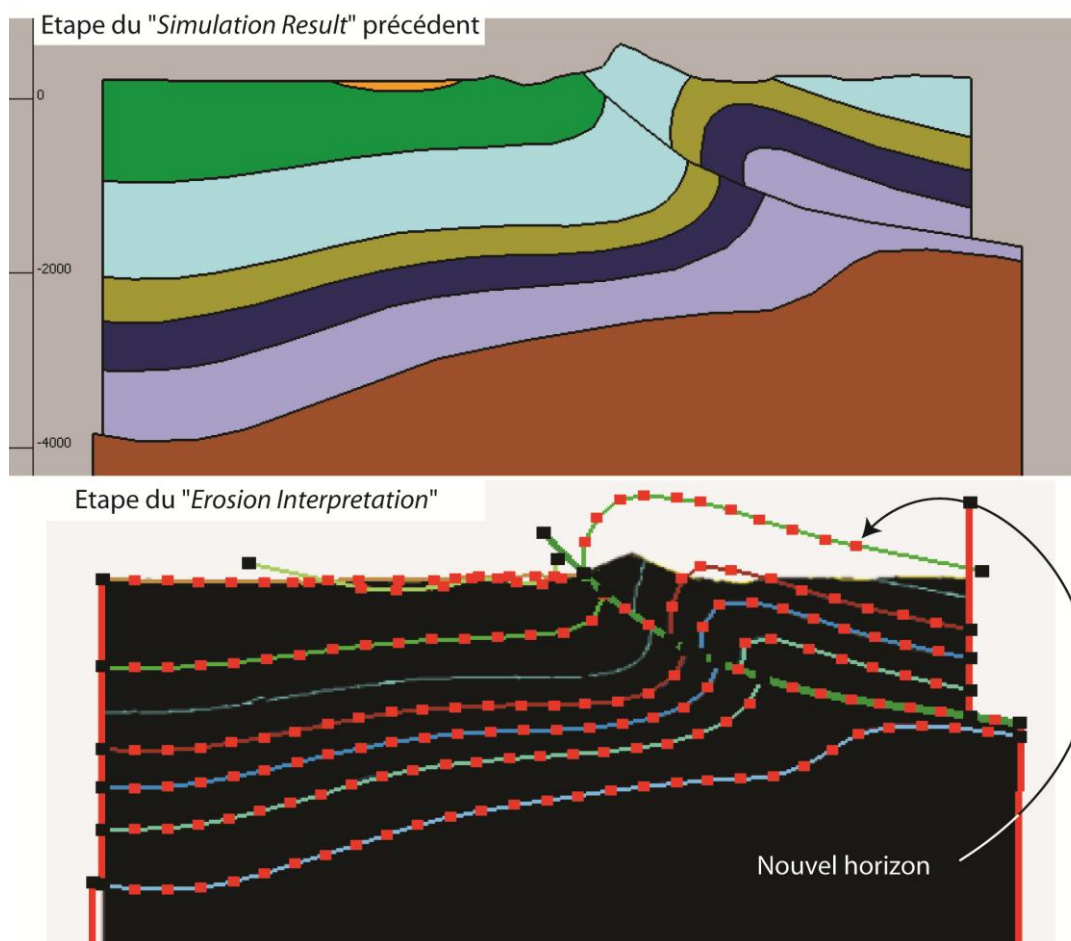


Figure 4.5: A partir de l'étape de "*Simulation Setup*", on peut choisir le type d'étape de restauration suivante. Dans le cas de l'étape "*Erosion Interpretation*", on reconstruit la géométrie des terrains érodés.

Une fois la partie érodée de la coupe reconstruite (fig 4.5), et avant de poursuivre la restauration, le logiciel repasse respectivement par les étapes "*Structural Model*", "*Geological Model*" et "*Simulation Mesh*", afin de se réappropriier la nouvelle interprétation de la coupe ainsi reconstruite (fig 4.6).

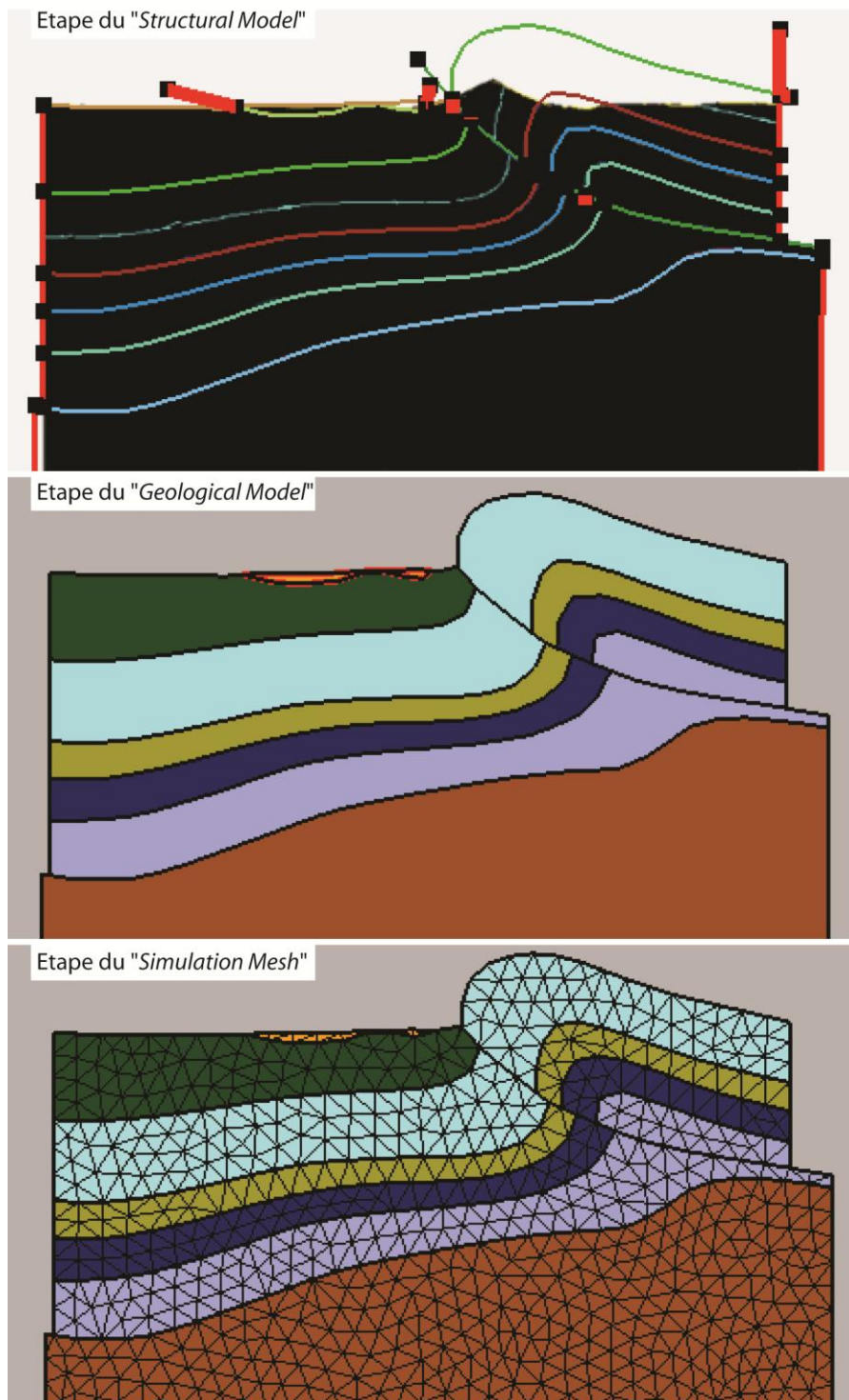


Figure 4.6: Lors d'une "Interpretation" (érosion ou non), le logiciel retraite la coupe. On repasse successivement aux étapes de "Structural Model" puis "Geological Model" et enfin le "Simulating Mesh", avant de pouvoir configurer la restauration suivante dans l'étape "Simulation Setup".

Si l'érosion est induite par une déformation, on retourne au "Simulation Setting" pour restaurer la déformation (fig 4.1). C'est le cas de l'exemple de cette coupe du Pic Saint Loup qui après reconstruction de l'érosion, doit subir la restauration du déplacement qui a mené à cette érosion.

2.1.2. Exemple de restauration : coupes extraites du modèle 3D

La réflexion qui suit sur l'évolution de la karstification en Languedoc est illustrée par une coupe extraite du modèle géologique (cf. chapitre III,4). Dans cette partie, la restauration de cette coupe (appelée coupe n°1, fig 4.7) est détaillée, à titre méthodologique, étape par étape au cours des déformations qui ont affecté le Languedoc et dont plusieurs ont été responsables de grands épisodes de karstification.

La localisation de cette coupe a été dictée par la densité des points de connaissance karstique disponibles sur le terrain. En effet sur l'ensemble du modèle géologique 3D construit, la proportion de données paléokarstiques disponibles est bien plus importante dans l'ouest de la zone, entre Ganges au nord et Sète au Sud (fig 4.8). L'objectif étant de reconstruire les profils amont-aval de chaque époque, la coupe générale est orientée Nord-Sud, selon la direction la plus fréquente des paléo-profils amont-aval au cours de l'évolution géologique. De plus, l'orientation Nord-Sud de la coupe correspond à la direction principale des contraintes majeures qu'a subi la région (Isthme Durancien, orogénèse pyrénéenne), à l'exception du rifting oligocène, dont la direction est sub-perpendiculaire à la coupe choisie. En conséquence, cette coupe n'est pas adaptée pour restaurer les déformations oligocènes. Il est donc nécessaire de restaurer une deuxième coupe (appelée coupe n°2, fig 4.8), dont le tracé est parallèle à la direction d'extension du rifting oligocène, c'est à dire NW-SE. Le résultat de la restauration de cette deuxième coupe à l'Oligocène, est projeté sur la première coupe Nord-Sud et extrapolé à l'ensemble de la coupe, afin de restaurer cet épisode.

Dans cette partie, la restauration de la coupe Nord-Sud est présentée en détail depuis l'Actuel jusqu'au Crétacé supérieur. La coupe SE-NW est uniquement restaurée jusqu'à l'Oligocène, afin de reporter ce résultat sur la coupe Nord-Sud. Les deux coupes choisies pour la restauration sont localisées sur la figure 4.8.

Les coupes 1 et 2 sont restaurées selon l'histoire géologique, présentée dans le chapitre I et II avec les références associées.

- Les données d'entrées

Après l'import de l'image de la coupe n°1 dans le logiciel **Dynel 2D**, la coupe est géoréférencée (fig 4.7). Le géoréférencement est important afin de pouvoir i) lors de la restauration, quantifier les déplacements latéraux et verticaux et ii) évaluer les épaisseurs de massifs karstifiés, à la fin de la restauration. Les coordonnées à la coupe sont déterminées par deux points: $X1 = 0m$; $Y1 = 0$ (niveau marin actuel), et $X2 = 70547m$; $Y2 = -5500m$.

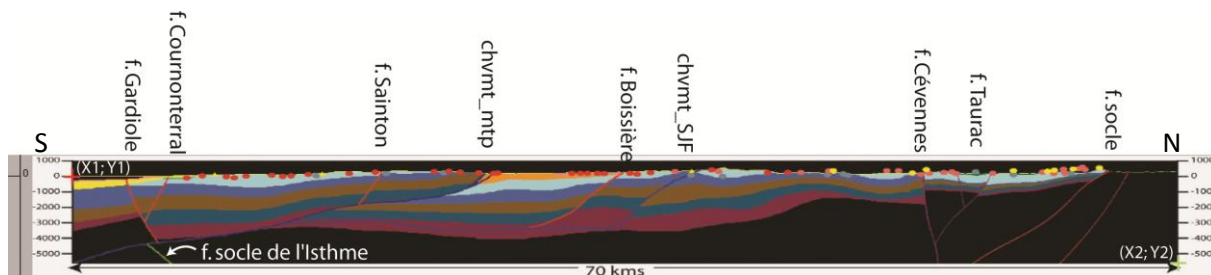


Figure 4.7: Etape d'Interpretation. La coupe n°1 est importée en tant qu'image, puis géoréférencée. Coin supérieur sud: croix rouge ($X1=0$; $Y1=0$), coin inférieur nord: croix verte ($X2=70547$; $Y2=-5500$). Les points de contraintes paléokarstiques sont projetés sur une bande de 5 km sur la coupe. Même légende que la figure 4.8.

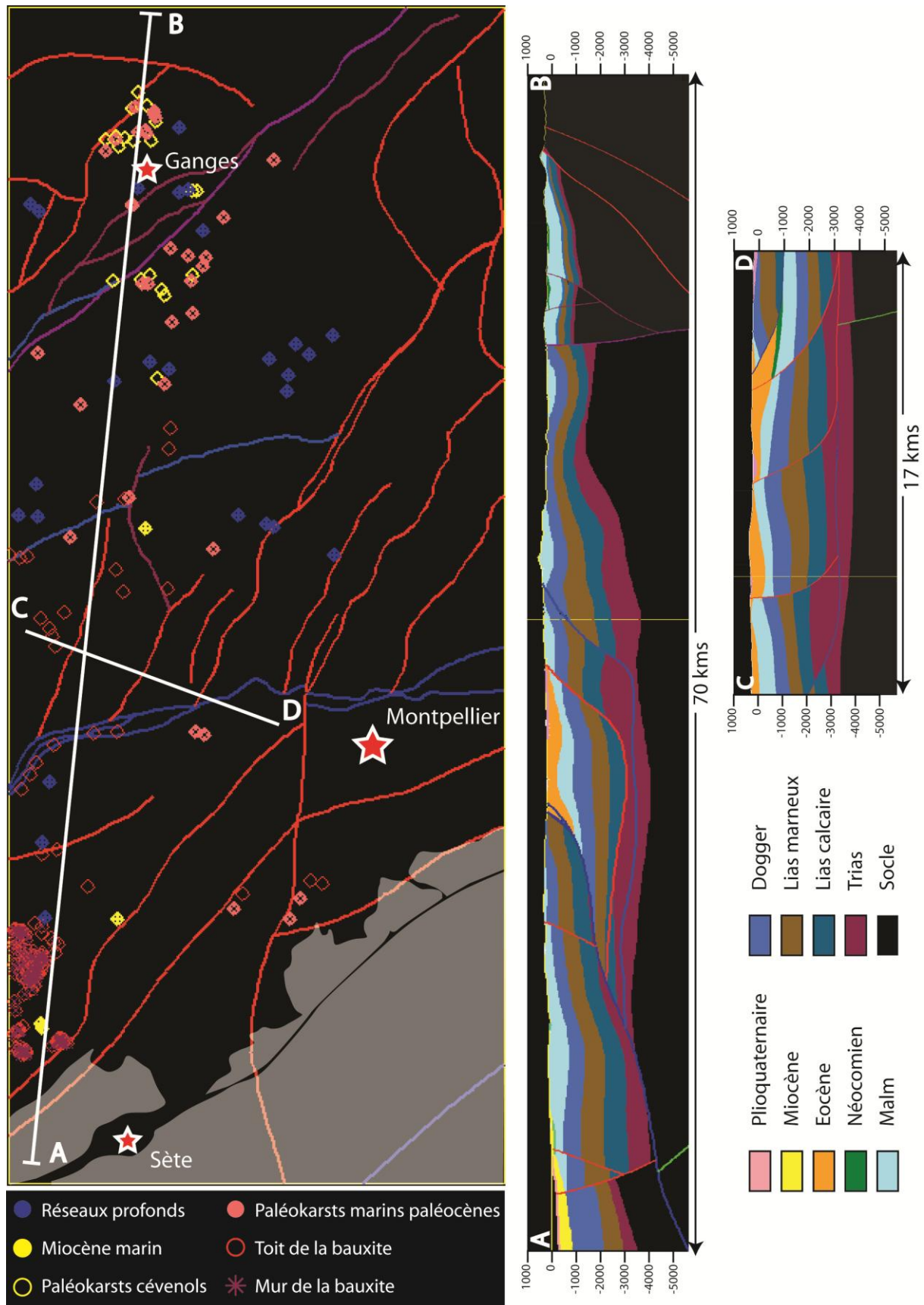


Figure 4.8: Schéma structural sous le logiciel GeoModeller situant les 2 coupes à restaurer. La coupe n°1 AB, d'orientation NNW-SSE est la coupe restaurée depuis l'actuel jusqu'au Crétacé supérieur. La coupe n°2 CD, d'orientation NW-SE, est restaurée jusqu'à l'Oligocène.

On remarquera que la précision de visualisation, verticale et horizontale est de l'ordre de 50m.

Les intervalles lithostratigraphiques pris en compte pour la restauration correspondent à ceux modélisés sous le logiciel du GeoModeller à l'exception du Jurassique supérieur, où les formations du Malm et du Dogger sont regroupées sous une seule et même unité géologique.

Lors de l'*Interpretation*, les interfaces entre unités géologiques sont tracées en distinguant les horizons (contact normal) et les discordances (fig 4.9). Les interfaces digitalisées comme horizons sont les murs des unités géologiques du Plio-Quaternaire (rose pâle), Miocène (jaune), Néocomien (vert foncé), Jurassique sup (base du Dogger, bleu clair), Lias marneux (marron) et calcaire (bleu foncé) et Trias (violet). Les interfaces digitalisées comme discordances sont les murs des formations Oligocène (rose), Eocène (orange), ainsi que la topographie (vert clair).

L'*Interprétation* fait apparaître 12 failles de plusieurs types qui découpent l'ensemble de la coupe du Nord au Sud: des failles inverses (en bleu), normales (en rouge) et décrochantes (en violet), ainsi que des failles de décollement et de socle.

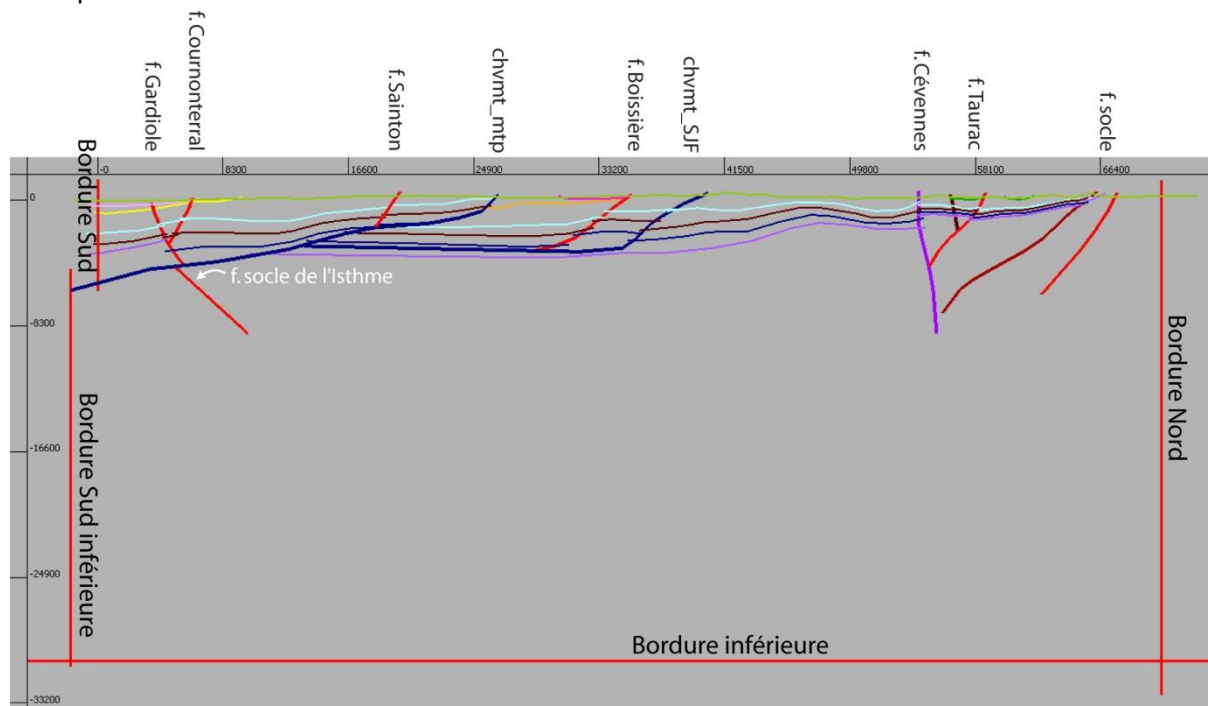


Figure 4.9: Etape d'*interprétation* après digitalisation des failles, horizons et bordures. La coupe est composée de 12 failles, 9 interfaces entre formation, définis en *unconformities* ou *horizon* et de 4 bordures.

Pour paramétrer les contraintes de déformations s'exerçant sur la coupe, des bordures latérales et inférieure sont digitalisées afin d'imposer lors de chaque restauration les conditions aux limites qui simulent les contraintes appliquées. Sur cette coupe, la limite Sud est décomposée en deux bordures limites : au-dessus et en dessous du chevauchement de Montpellier, afin d'exercer des contraintes indépendantes entre le socle et la couverture sédimentaire et ainsi pouvoir modéliser une tectonique de couverture en grande partie responsable des déformations observées en Languedoc. La limite inférieure est placée à 30550 m, car lors de la modélisation d'une restauration de structure géologique, on doit souvent arrêter l'interprétation de cette structure en profondeur à un horizon arbitraire et à une profondeur arbitraire. Cette limite inférieure est en traction libre lors de la restauration, ce qui signifie qu'elle est modélisée comme s'il n'existait pas de matériel en dessous de cette limite. Cela peut créer une déformation indésirable qui n'est pas réaliste. Pour éviter ou réduire cet effet de bord, il est conseillé de fixer la limite inférieure à une

profondeur d'au moins trois fois la zone d'intérêt. La limite Nord est apposée sur toute la hauteur de la coupe au niveau des Cévennes, dans une zone ayant subie des déformations de grandes longueurs d'onde et pas de tectonique de couverture.

Après l'étape d'*Interpretation*, le logiciel traite la coupe en passant respectivement par les étapes du *Structural Model*, *Geological Model*, et *Simulation Mesh* (fig 4.10).

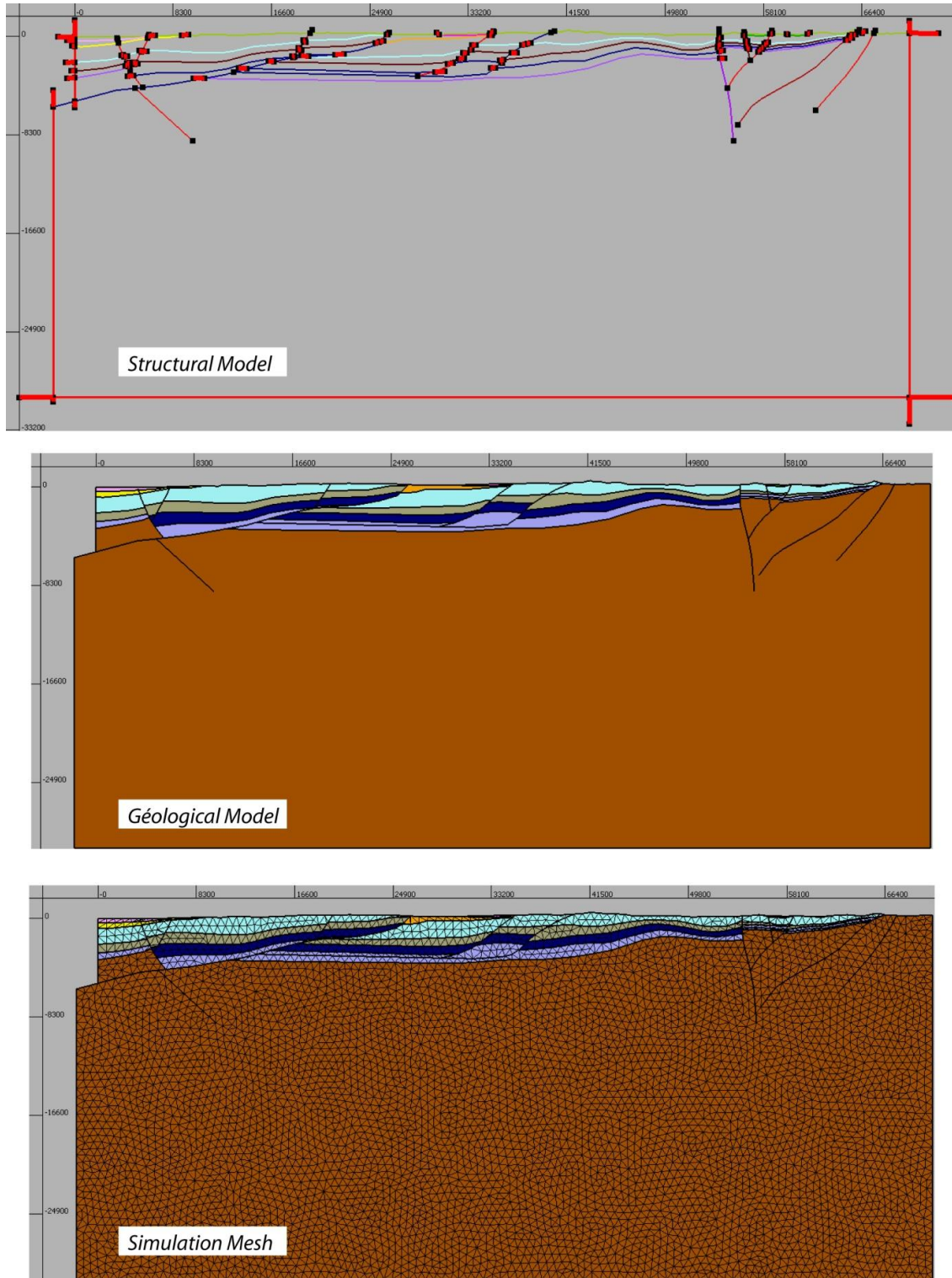


Figure 4.10: Succession des étapes de traitement de l'*Interpretation* de la coupe 1) *Structural Model*, 2) *Geological Model*, 3) *Simulation Mesh*, où le maillage est défini par une longueur de segment égal à 700m selon un maillage homogène.

- Définition des paramètres géomécaniques des unités géologiques

Lors du premier *Simulation Setup*, par défaut, le logiciel Dynel 2D propose des valeurs d'entrée aux 11 propriétés géomécaniques qui caractérisent la déformation des unités géologiques,

Paramètres rhéologiques entrés par défaut du logiciel Dynel 2D						
Unités géologiques	litho_Dynel	modul de Young [Pa]	coefficient de Poisson	module d'élasticité isostatique [Pa]	module de cisaillement [Pa]	Densité [kg/m3]
Plio-Quaternaire	grès	2,20E+10	0,24	1,41E+10	8,87E+09	2480
Miocène	grès	2,20E+10	0,24	1,41E+10	8,87E+09	2480
Eocène (sup)	grès	2,20E+10	0,24	1,41E+10	8,87E+09	2480
Eocène (inf.&moy.)	grès	2,20E+10	0,24	1,41E+10	8,87E+09	2480
Rognacien	grès	2,20E+10	0,24	1,41E+10	8,87E+09	2480
Néocomien	argile	2,80E+10	0,14	1,30E+10	1,23E+10	2530
Jurassique sup.	calcaire	4,80E+10	0,25	3,20E+10	1,92E+10	2500
Lias marneux	argile	2,80E+10	0,14	1,30E+10	1,23E+10	2530
Lias calcaire	calcaire	4,80E+10	0,25	3,20E+10	1,92E+10	2500
Trias	argile	2,80E+10	0,14	1,30E+10	1,23E+10	2530
Socle	gneiss	4,80E+10	0,22	2,86E+10	1,97E+10	2700

Paramètres rhéologiques entrés par défaut du logiciel Dynel 2D				
Unités géologiques	Constante de compaction [1/m]	angle de friction [degrés]	résistance à la compression [Pa]	cohésion [Pa]
Plio-Quaternaire	2,75E-01	27,8	9,60E+07	3,84E+07
Miocène	2,75E-01	27,8	9,60E+07	3,84E+07
Eocène (sup)	2,75E-01	27,8	9,60E+07	3,84E+07
Eocène (inf.&moy.)	2,75E-01	27,8	9,60E+07	3,84E+07
Rognacien	2,75E-01	27,8	9,60E+07	3,84E+07
Néocomien	5,17E-01	14,4	9,50E+07	2,72E+07
Jurassique sup.	1,16E-01	42	1,02E+08	6,72E+06
Lias marneux	5,17E-01	14,4	9,50E+07	2,72E+07
Lias calcaire	1,16E-01	42	1,02E+08	6,72E+06
Trias	5,17E-01	14,4	9,50E+07	2,72E+07
Socle	3,28E-02	48	1,59E+08	6,20E+07

Tableau 4.1: Tableau présentant tous les paramètres géomécaniques pour chaque formation modélisée, prise en compte lors de la restauration sous le logiciel Dynel 2D. La valeur de ces paramètres est proposée par défaut par le logiciel, pour 7 lithologies différentes (*limestone, shale, sandstone, gneiss, basalt, granite et quartzite*).

pour 7 lithologies différentes : basalte, gneiss, granite, calcaire, quartzite, grès et argile. Ne disposant pas des mesures de ces paramètres sur l'ensemble des roches de notre zone d'étude, chaque unité lithostratigraphique représenté sur les coupes extraites du modèle géologique 3D, est approximé par une lithologie proposée "par défaut" par le logiciel **Dynel 2D**. Les formations carbonatées (Malm, Dogger, Lias calcaire) sont approximées par une lithologie calcaire, les formations marneuses (Néocomien et Lias marneux) et évaporitique (Trias), du fait de leur comportement plastique, par l'argile, les formations détritiques (Plio-Quaternaire, Oligocène, Eocène) et calcaire gréseux (Miocène) par le grès. Du fait de l'emprise d'un socle indifférencié allant jusqu'à 15km, et malgré la présence de bassins sédimentaires paléozoïques sous l'ensemble de la couverture, l'unité géologique du socle est modélisée comme un gneiss. Le tableau 4.1 recense tous les paramètres géomécaniques pris en compte pour chaque unité géologique.

- restauration du Plio-Quaternaire

Au Plio-Quaternaire, la marge du Golfe du Lion est affectée par une subsidence, qu'on négligera sur la zone d'étude. Seuls les dépôts du Plio-Quaternaire seront restaurés par suppression (fig 4.12). Les références aux événements géologiques évoqués au cours de la restauration sont données avec le "contexte géologique "(voir Chapitre I).

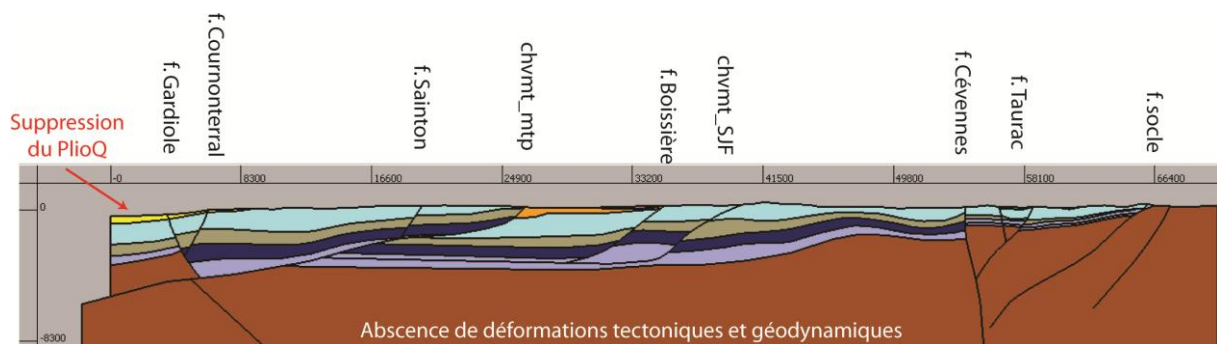


Figure 4.11: Résultat de la restauration du Plio-Quaternaire, à l'étape du *Simulation Result*. La restauration est imposée sans mouvement tectonique, avec la restauration des dépôts des sédiments plio-quaternaires uniquement.

- restauration de la déformation Serravalien-Tortonien

La déformation enregistrée au Serravalien-Tortonien correspond à un uplift dont la surrection est plus importante au Nord qu'au Sud. Cette observation découle de l'étude du paléokarst à remplissage cévenol (chapitre II), qui nous a permis de quantifier les variations du niveau de base enregistrées lors de cette surrection. A l'échelle de la coupe, les valeurs de surrections correspondant à la chute du niveau de base, ont été estimées à plus de 350m au Nord et 70m au Sud et de 250m en position intermédiaire à Viols-le-Fort. Lors de la restauration, il faut donc annuler l'effet de la surrection cévenole par une subsidence générale mais différentielle, en distinguant la zone littorale (-70m), la zone des garrigues (-250m) et les Cévennes (-400m).

Les valeurs de -70m au Sud et -400m au Nord, sont donc appliquées respectivement aux limite Sud et limite Nord (fig 4.12). Les failles identifiées actives, permettant le basculement des paléo-surfaces, comme, la faille de Saint-Jean-de-Fos, et le réseau cévenol, sont définies comme "*sliding*" (actives si besoin, pour accommoder la déformation).

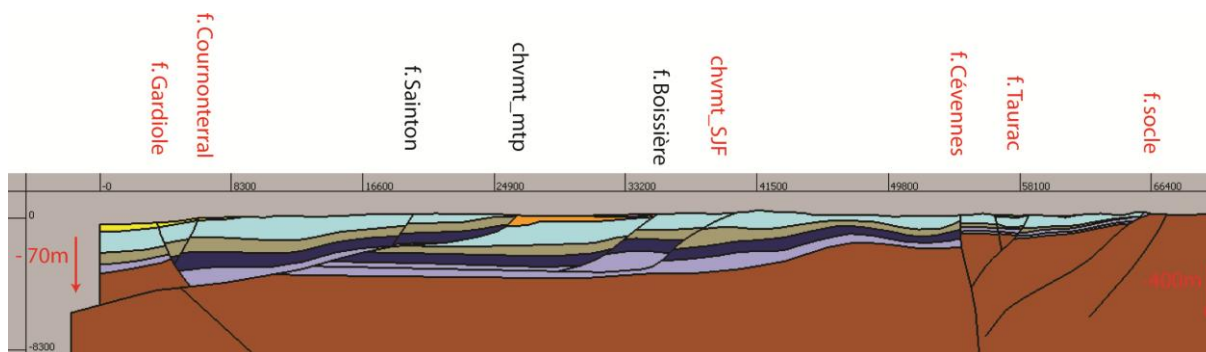


Figure 4.12: Résultat de la restauration de la surrection Serravallo-Tortonienne, à l'étape du *Simulation Result*. La restauration de cette surrection est restaurée par les contraintes appliquées aux bordures Nord et Sud de mouvements descendants verticaux différentiels; -70m au Sud et -400m au Nord. Les failles en noir sont définies comme inactives.

La pertinence du résultat de cette restauration, peut être validée après la vérification de l'altitude du cordon littoral burdigalien situé à Viols-le-Fort, à une altitude proche de zéro (fig 4.13). Le niveau marin moyen burdigalien étant estimé proche du niveau marin actuel selon (Kominz et al., 2008), on peut donc considérer que la coupe est correctement restaurée.

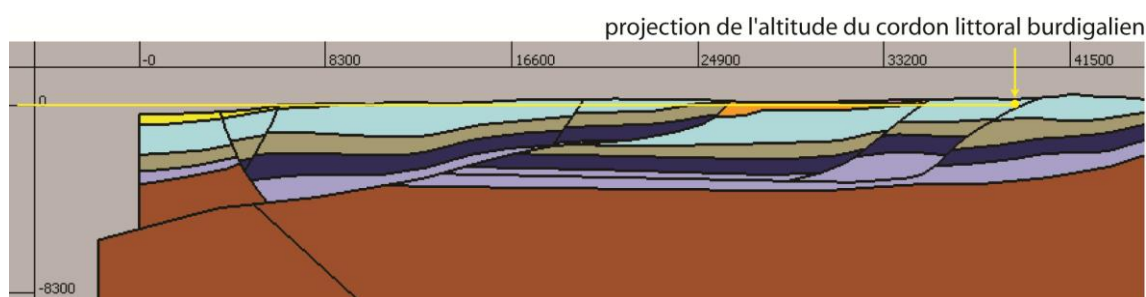


Figure 4.13: Position du cordon littoral burdigalien situé proche de l'anticlinal de Viols-le Fort (voir figure 4.8)

On remarque qu'au Nord, l'altitude des Cévennes est négative (-100m sous le niveau de la mer). Pour rendre compte de ce manque de matière, il est donc nécessaire de reconstituer l'érosion qu'a subi la zone cévenole pendant l'uplift Serravalien-Tortonien. Afin de reconstituer l'épaisseur des dépôts érodés, le paléo-profil de l'Hérault correspondant à un niveau de base mis en évidence par les paléo-surfaces, est extrapolé au Nord de la coupe (fig 4.14).

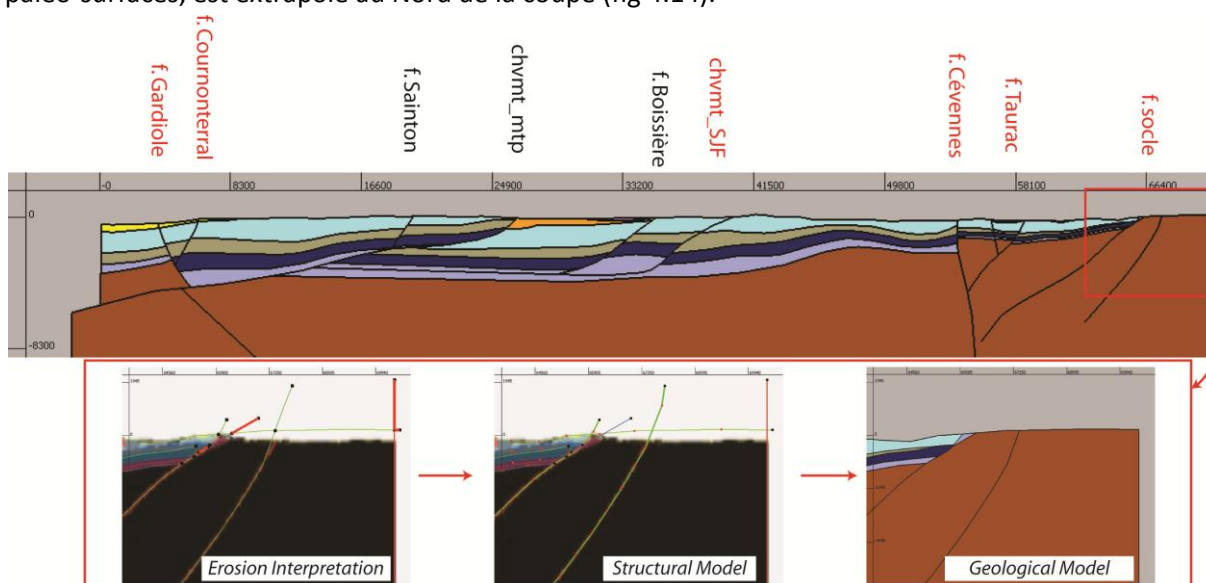


Figure 4.14: Reconstitution de la zone amont cévenole érodée lors de l'uplift Serravallo-Tortonien, par extrapolation des paléosurfaces de la zone de Ganges, situées entre la faille Nord du Taurac et les failles de socle. La reconstitution des

terrains érodés se fait lors de l'étape *Erosion Interpretation*, puis, les étapes successives de *Structural Model* et *Geological Model*. La coupe résultante correspond à la configuration du profil amont-aval du Burdigalien.

- restauration des dépôts du Burdigalien

Les sédiments burdigaliens se déposent lors d'une transgression provoquée par la subsidence thermique de la marge passive du Golfe du Lion, suite au rifting oligocène. Afin de restaurer cette déformation, accompagnée de ce dépôt, les séries miocènes sont supprimées et le toit du dépôt sous-jacent (Malm) est restauré à une altitude égale à zéro (fig 4.15), qui correspond au niveau eustatique moyen du Burdigalien. Les failles de Cournonterral et de la Gardiole sont définies comme actives car elles accommodent une partie des sédiments miocènes. Dans le cas où cette subsidence n'affecte pas les Cévennes, la bordure nord de la coupe est fixée. En revanche, aucune contrainte n'est imposée aux limites sud afin qu'elles puissent accommoder la déformation.

La restauration de cette subsidence se traduit par une surrection qui affecte toute la hauteur de la coupe de la partie Sud, modélisant ainsi une remontée du socle.

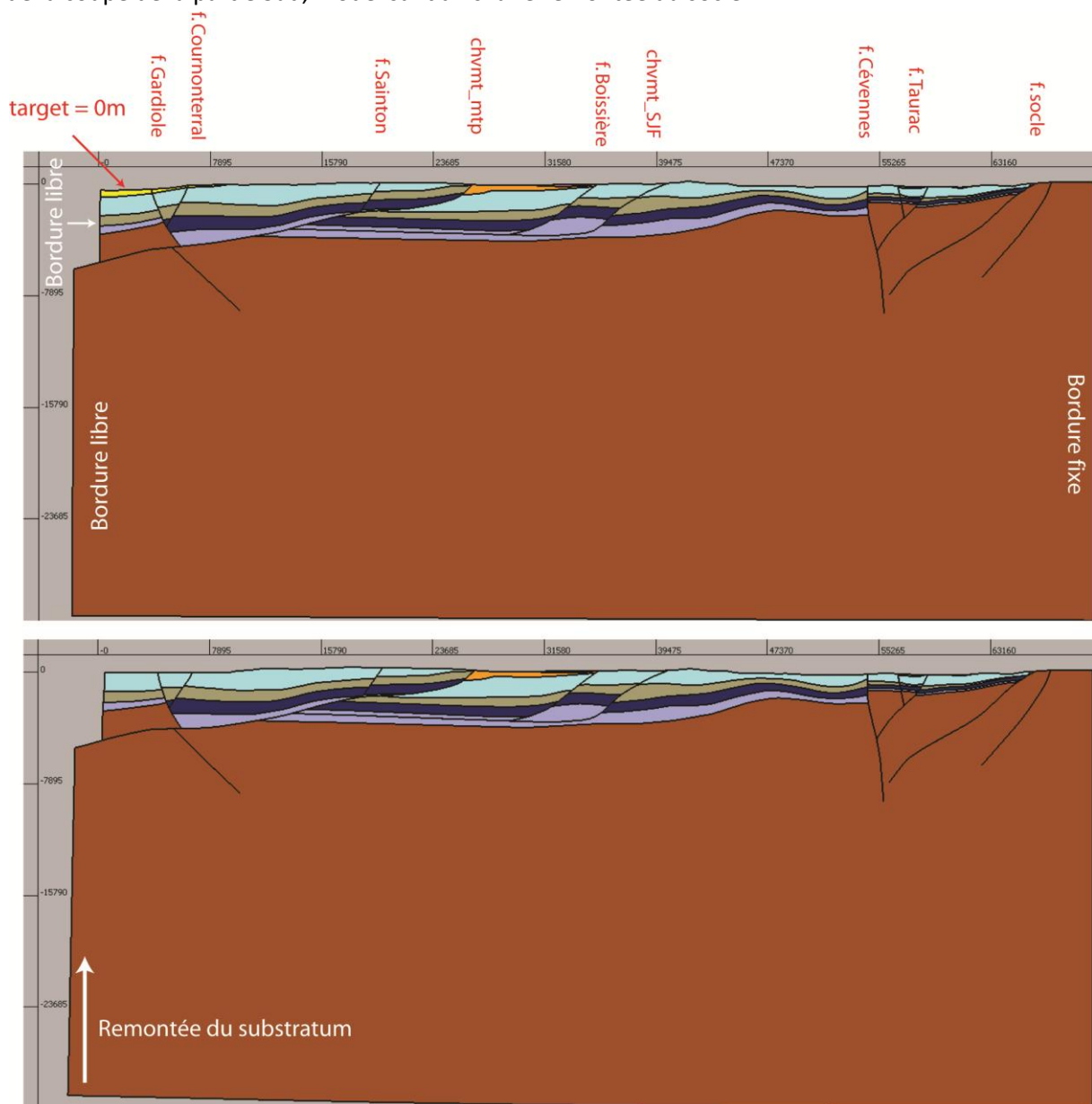


Figure 4.15: Restauration de la subsidence thermique Miocène et des dépôts associés. 1) Etape du *Geological Model* déduite de l'étape précédente (fig 4.14); configuration de la restauration en supprimant les dépôts miocènes, contraignant le mur de ce dépôt à remonter à l'altitude zéro, et en fixant la bordure Nord; les failles sont toutes

paramétrées comme "*sliding*", les laissant jouer si besoin pour accommoder la déformation. 2) Etape de *Simulation Result*, montrant une légère remontée du socle.

- restauration des déformations oligocènes

Afin de restaurer l'extension et les effets indirects de l'extension oligocène sur cette coupe, il faut restaurer cette déformation sur une autre coupe parallèle à la déformation oligocène, et la projeter sur la première coupe.

La coupe n°2 (fig 4.16) est donc restaurée de la même manière, pour la déformation oligocène. La déformation oligocène de cette zone consistant en une déformation de couverture, elle est localisée au niveau des failles uniquement : le socle restera stable. De ce fait, la restauration sur cette coupe ne prendra pas en compte les déformations restaurées antérieurement ni postérieures. Le fonctionnement des failles listriques qui accommodent la déformation est à l'origine d'une érosion du *hanging wall* composé de sédiments éocènes et/ou néocomiens. La restauration permettra d'estimer l'épaisseur érodée de ces sédiments afin de les reporter sur la coupe n°1.

Après le géoréférencement de la coupe n°2 ($X1=0$, $Y1= 181m$; $X2=17.333$, $Y2= -3245$), et les étapes de traitement de la coupe (fig 4.16), le premier *Simulation Setup* attribue les mêmes paramètres lithologiques et propriétés mécaniques que pour les intervalles de la coupe n°1.

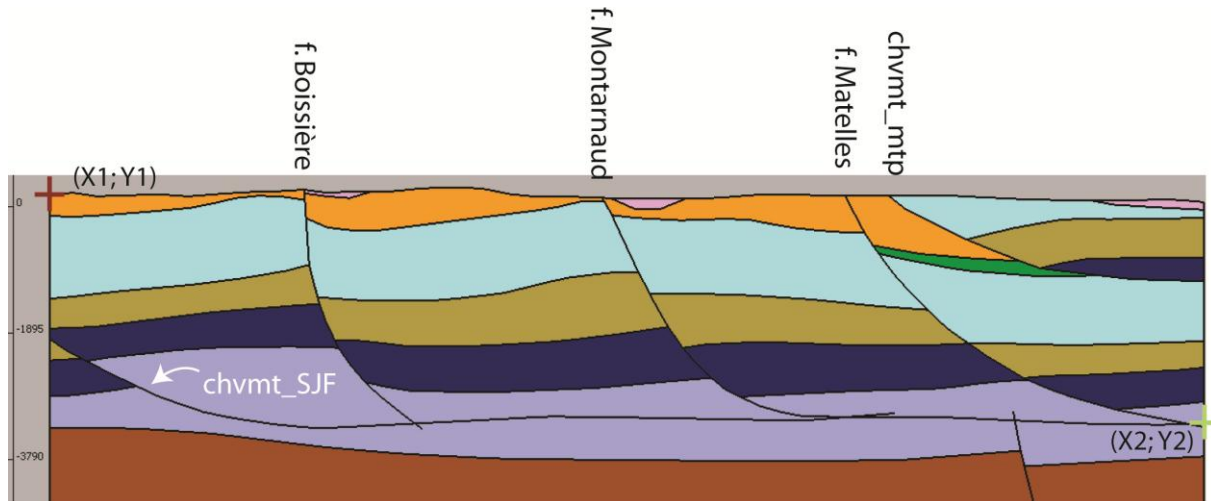


Figure 4.16: Etape du *Geological Model*, après l'étape d'*Interpretation* et traitement de la coupe. Même légende que la figure 4.8.

Suite au premier *Simulation Result* (ne résultant d'aucune déformation), l'étape d'*erosion interprétation* nous permet de reconstruire les dépôts érodés depuis 1) l'Oligocène puis 2) lors de l'Oligocène.

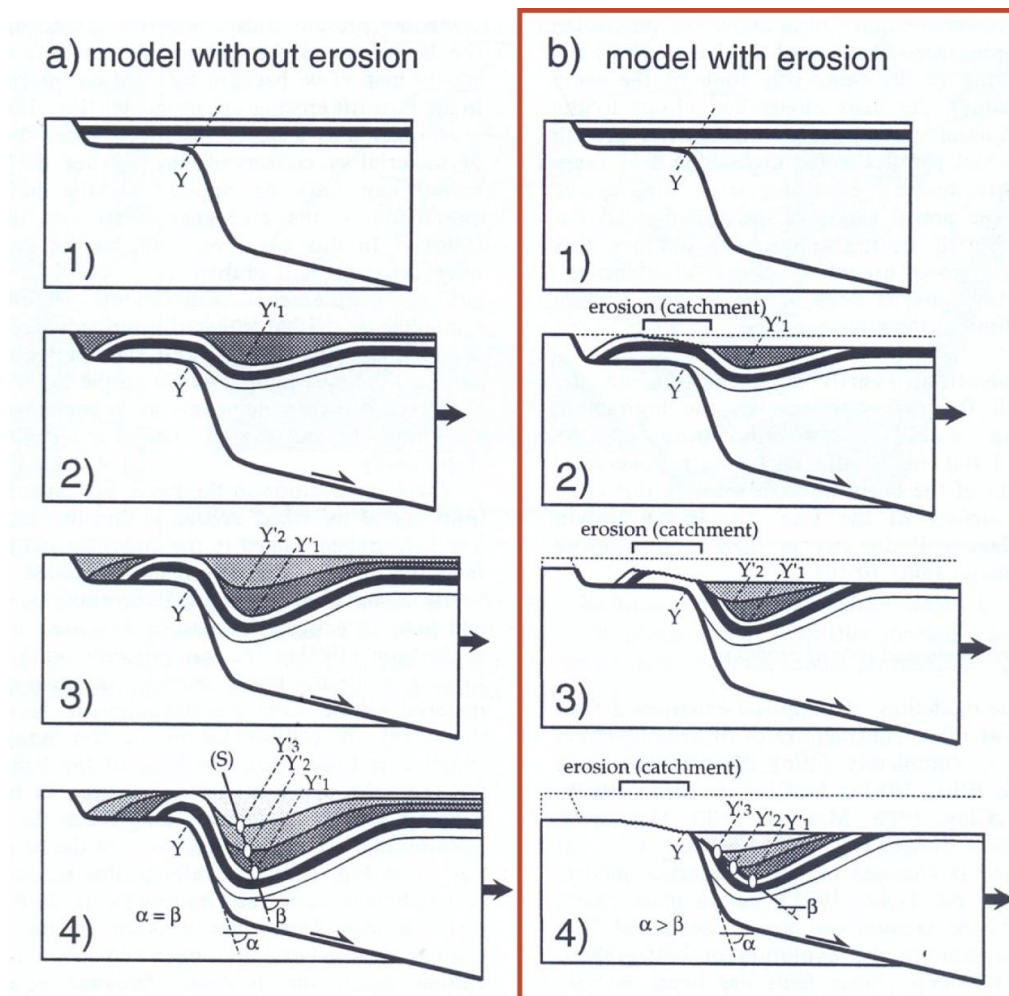
Cette restauration se fait selon le modèle de Benedicto (1996), en annulant par le jeu de failles normales listriques à géométrie en double rampe-palier (fig 4.17).

Lors de la première étape d'*erosion interprétation*, la configuration fini-extension Oligocène est reconstituée (fig 4.18). Puis, lors de la deuxième étape d'*erosion interprétation*, c'est ensuite la déformation oligocène qui est restaurée, lors de la suppression des dépôts oligocènes et la reconstitution des dépôts éocènes (fig 4.18). Lors de cette dernière restauration, le logiciel traite dans un premier temps la déformation, où la coupe subit un raccourcissement de 570m, afin d'annuler le jeu normal des failles (fig 4.18), puis la reconstitution de l'érosion (fig 4.18). Le modèle de Benedicto (1996), ne peut être détaillé ici car la stratigraphie n'a pas été détaillée au sein des dépôts oligocènes de notre modèle.

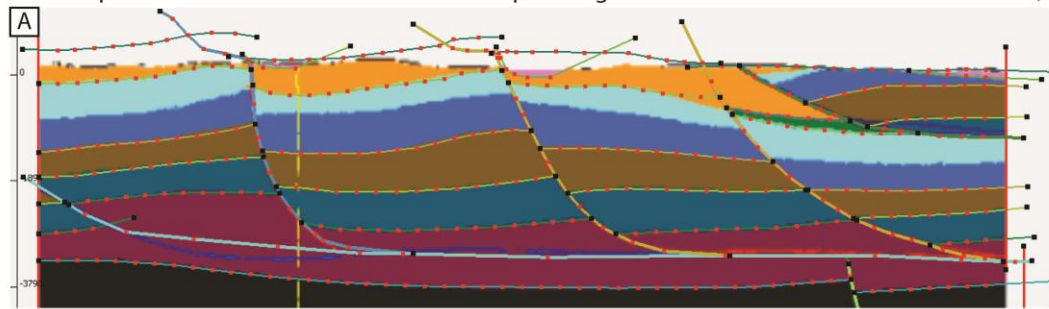
L'épaisseur de sédiments éocènes est évaluée à 500m selon la restauration (fig 4.18). Ici il est nécessaire de rappeler qu'on regroupe sous la désignation "formations éocènes" les dépôts groupés

du crétacé supérieur à l'éocène terminal sans distinction. Ce regroupement est hérité de l'interprétation sismique et de la construction du modèle.

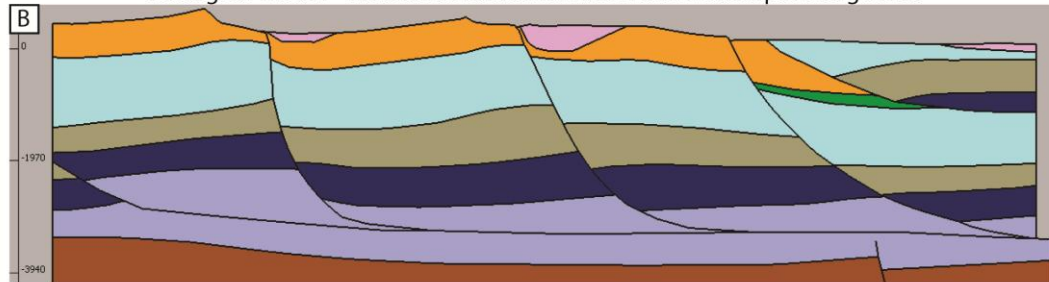
A l'intersection des deux coupes dans le bassin de la Boissière, la restauration de la coupe n°2 permet d'estimer une épaisseur de dépôts éocènes anté-ouverture oligocène d'environ 500m. Sur la coupe n°1, avant de reporter cette épaisseur de sédiments éocènes, il faut dans un premier temps, supprimer les dépôts oligocènes et annuler le jeu normal des failles de la Boissière, Sainton et Cournonterral (fig 4.19). Puis lors de l'étape d'*erosion interpretation* (fig 4.19), le report des 500m de couche d'Eocène érodés, localisés au croisement des deux coupes, est ensuite extrapolés à l'ensemble de la coupe en fonction de sa topographie (fig 4.19). Le toit de l'Eocène est représenté par un horizon plan (à défaut d'autres indications). Cette extrapolation nous oblige à restaurer une épaisseur de Jurassique supérieur entre la faille de la Boissière et la faille inverse de l'anticlinal de Viols-le-Fort (faille de Saint-Jean-de-Fos), ainsi que sur le chevauchement de Montpellier où la restauration conjointe de la faille de Sainton et du dépôt Eocène dans le bassin de la Boissière nous indique une épaisseur manquante de Jurassique supérieur (fig 4.19). L'étape du *geological model* qui suit, présente donc la coupe n°1 à l'instant fini-Eocène, anté-Oligocène.



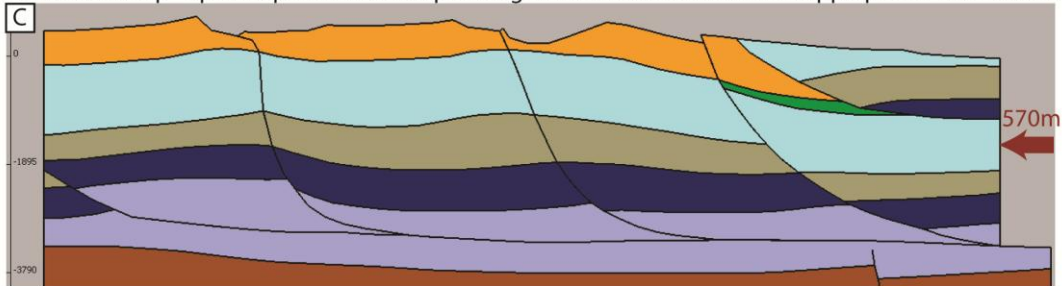
Erosion interpretation 1 - Reconstitution de l'érosion post-Oligocène selon le modèle de Benedicto et al., 1996



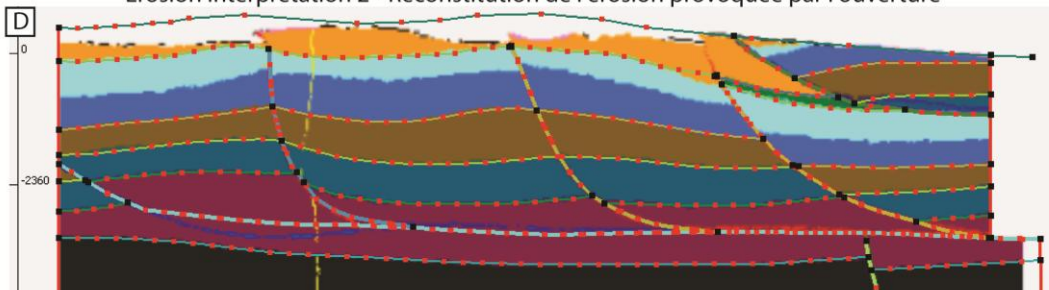
Geological model - Résultat de la reconstitution de l'érosion post-Oligocène



Simulation Setup - après suppression des dépôts oligocène et raccourcissement appliqué sur la bordure SE



Erosion interpretation 2 - Reconstitution de l'érosion provoquée par l'ouverture



Geological model - Résultat de la reconstitution de l'érosion provoquée par l'ouverture

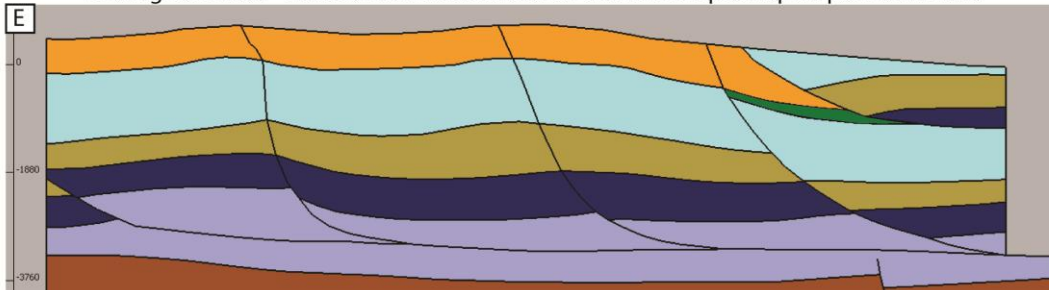


Figure 4.18: Etape de restauration de la coupe n°2 jusqu'aux déformations anté-oligocènes. A) Première étape de reconstitution des dépôts érodés depuis l'ouverture oligocène, selon le modèle avec érosion de Benedicto, 1996 (voir figure 4.17). B) Résultat de cette reconstitution. C) Restauration de l'ouverture oligocène (dépôts + déformation), raccourcissement évalué à 570m. D) deuxième étape de reconstitution de l'érosion, cette fois, syn-oligocène; la hauteur maximale préservée aujourd'hui, représente l'épaisseur minimum (500m) de dépôts éocènes qui s'est déposée. E) Résultat de l'extrapolation d'une couche isopaque (à défaut d'autres données) de 500m d'épaisseur de sédiments éocènes en avant du chevauchement de Montpellier.

- restauration de la déformation éocène supérieur

A l'Eocène supérieur (Bartonien), la compression atteint son paroxysme et provoque l'émergence du chevauchement du Pic Saint Loup en avant du chevauchement de Montpellier. La coupe ne passe pas par le Pic Saint Loup, mais par son extension occidentale : l'anticlinal de Viols-le-Fort, contemporain mais de déformation moindre. Cet anticlinal est traversé par une faille inverse, la faille de Saint-Jean-de-Fos, qui se poursuit dans le bassin de l'Hérault. Le mouvement inverse de cette faille est donc restauré ainsi que le dépôt de sédiments, associé à la formation de cet anticlinal (fig 4.19). Lors de cette restauration, on met en évidence la différence d'épaisseur des séries liasiques de part et d'autre de la faille de Saint-Jean-de-Fos. Cette différence d'épaisseur est due à un problème de modélisation déjà signalé dans le chapitre consacré à la construction du modèle 3D (voir chapitre III) et concerne les variations d'épaisseurs des formations au sein d'une même série. Il s'agit d'un artefact et non d'une épaisseur différentielle de dépôt acquise lors du fonctionnement de la faille. Sur cette coupe l'épaississement du Lias marneux est contrainte au Nord de la faille de Saint-Jean-de-Fos, mais se réduit lors du passage de la faille. Afin de régler ce problème, le logiciel Dynel 2D permet de tracer des "*markers*" correspondant à la disposition souhaitée des formations sur la coupe restaurée, et de les réintégrer dans les étapes d'*interpretation* et d'*erosion interpretation* antérieures. Ainsi, les marqueurs simulent la position des horizons des formations, antérieure à la restauration, et permet de reconstruire une coupe équilibrée pour la déformation souhaitée. Une fois restaurée selon ces nouveaux marqueurs, la coupe est équilibrée et permet une correspondance des formations de part et d'autre de la faille (fig 4.19).

Ainsi, lors de cette étape de restauration, le jeu inverse de la faille de Saint-jean-de-Fos s'annule. On impose un léger jeu normal au chevauchement de Montpellier afin d'annuler sa réactivation en inverse au Bartonien (fig 4.19). A la fin de cette restauration, la configuration de la coupe correspond à la période anté-bartonienne, c'est-à-dire au Lutétien (fig 4.19).

La restauration du mouvement de décrochement que subit la faille des Cévennes lors de la compression pyrénéenne, n'est pas réalisable sur une coupe 2D. Il n'est plus possible de restaurer la partie Nord de la coupe à partir de ce stade, car elle ne s'intègre plus dans le profil amont-aval de la partie Sud. Cette zone Nord est donc "déconnectée" du reste de la coupe et ne sera plus prise en compte dans les restaurations suivantes.

- restauration de la déformation de l'Eocène inférieur et du Crétacé sup

Par faute de marqueurs discriminants, la karstification éocène n'a pas été étudiée au cours de ce travail. L'information contenue dans ce paléokarst éventuel, n'a donc pu être utilisée comme point de contrainte pour la restauration. Ici, la restauration tectonique est uniquement basée sur la géométrie des chevauchements.

Pour cette période, la restauration concerne principalement le chevauchement de Montpellier qui s'est mis en place depuis la fin du Crétacé jusqu'à l'Eocène.

Lors de la restauration de ce chevauchement, seul le plan de chevauchement est défini comme actif ou "*sliding*". Les bordure Nord et Sud inférieure, sont fixées, seule la bordure Sud supérieure est contrainte par un déplacement en direction du Sud. Le déplacement est alors effectué étape par étape jusqu'à ce que les formations de part et d'autre du chevauchement coïncident.

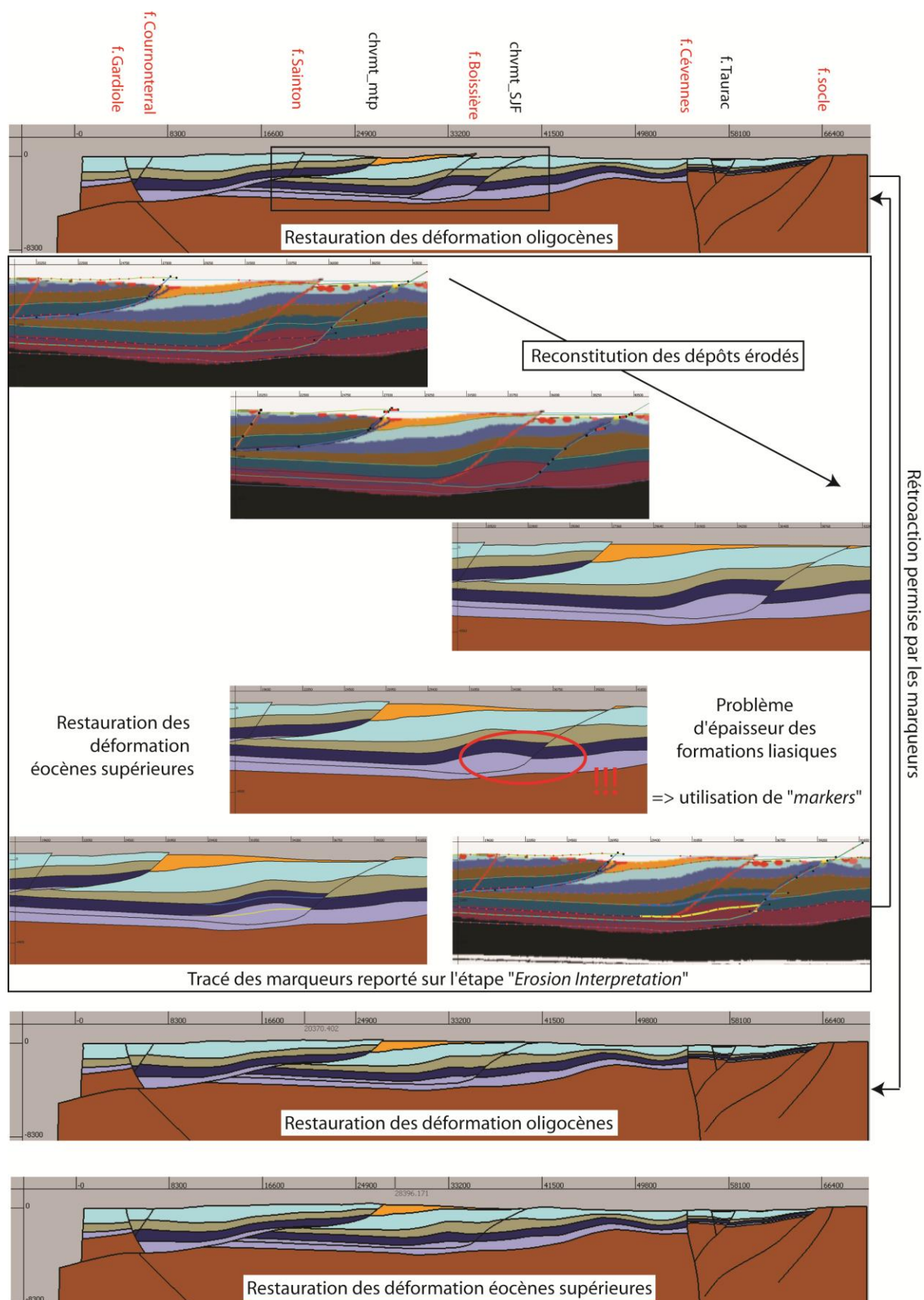


Figure 4.19: Exemple de l'utilité des marqueurs. Après la restauration des déformations oligocènes, les dépôts érodés lors de ces déformations sont reconstitués. Lors de la restauration des déformations de l'Eocène supérieur, un problème d'épaisseur des formations apparaît de part et d'autre de la faille de Saint Jean de Fos (SJF). Afin de corriger ce problème de géométrie, des *markers* ou marqueurs, représentant la position correcte des horizons, sont dessinés. Ces marqueurs peuvent être copiés sur les interprétations précédentes en subissant les déformations antérieures et ainsi servir de

niveau repère afin de corriger la géométrie des horizons avant la restauration. La coupe restaurée des déformations oligocènes et nouvellement corrigée et équilibrée pour la restauration des déformations éocènes, repasse par les étapes de reconstitution des dépôts érodés avant de donner le résultat de la restauration des déformations éocènes supérieures.

Le premier essai de restauration montre clairement que la coupe n'est pas équilibrée au niveau du chevauchement (fig 4.20). Bien que les épaisseurs soient légèrement différentes de part et d'autre de la faille, le problème majeur provient de la géométrie de la surface de décollement qui n'est pas "tectoniquement correcte". Afin de corriger cette géométrie erronée, les marqueurs sont utilisés afin de redessiner la géométrie du plan de faille (fig 4.21).

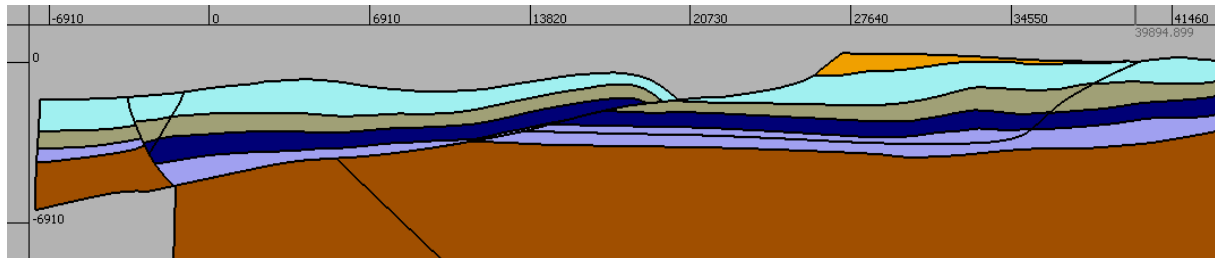


Figure 4.20: Résultat de la restauration du chevauchement de Montpellier en accord avec la géométrie du plan de faille vis à vis de la géométrie des formations du *hanging-wall*. La coupe n'est pas équilibrée, car elle présente un problème de géométrie lors de la restauration.

Une fois les corrections géométriques apportées, la coupe est équilibrée et le chevauchement de Montpellier peut être restauré. La quantité de déplacement imposé à la bordure Sud peut varier lors de chaque étape de restauration, selon les dépôts à restaurer (Eocène puis Paléocène). Cette restauration coup par coup permet de contrôler la géométrie des dépôts à restaurer contre le chevauchement de Montpellier. Le déplacement total afin de restaurer le chevauchement de Montpellier est de 7900m, ce qui est cohérent avec la quantité de déplacement de ce chevauchement estimée par Arthaud et Durand (1989), qui lui attribue une flèche de plus de 7 km.

Il est important de préciser que la modification de la géométrie du chevauchement de Montpellier, n'induit pas de changements majeurs pour les restaurations antérieures, car il était bloqué lors des restaurations antérieures. De plus, la nouvelle disposition de la surface de faille nous permet de corriger la géométrie des formations du *hanging-wall*, désormais plus cohérente avec la donnée de surface.

On remarque une zone Sud topographiquement plus basse qu'au Nord. Cette topographie peut être héritée de l'histoire crétacée. En effet, pendant l'épisode de bauxitisation, l'amont était au Nord où eut lieu la latéritisation des séries néocomiennes puis leur érosion, alors que les bauxites détritiques se déposaient à l'aval, dans les bassins méridionaux.

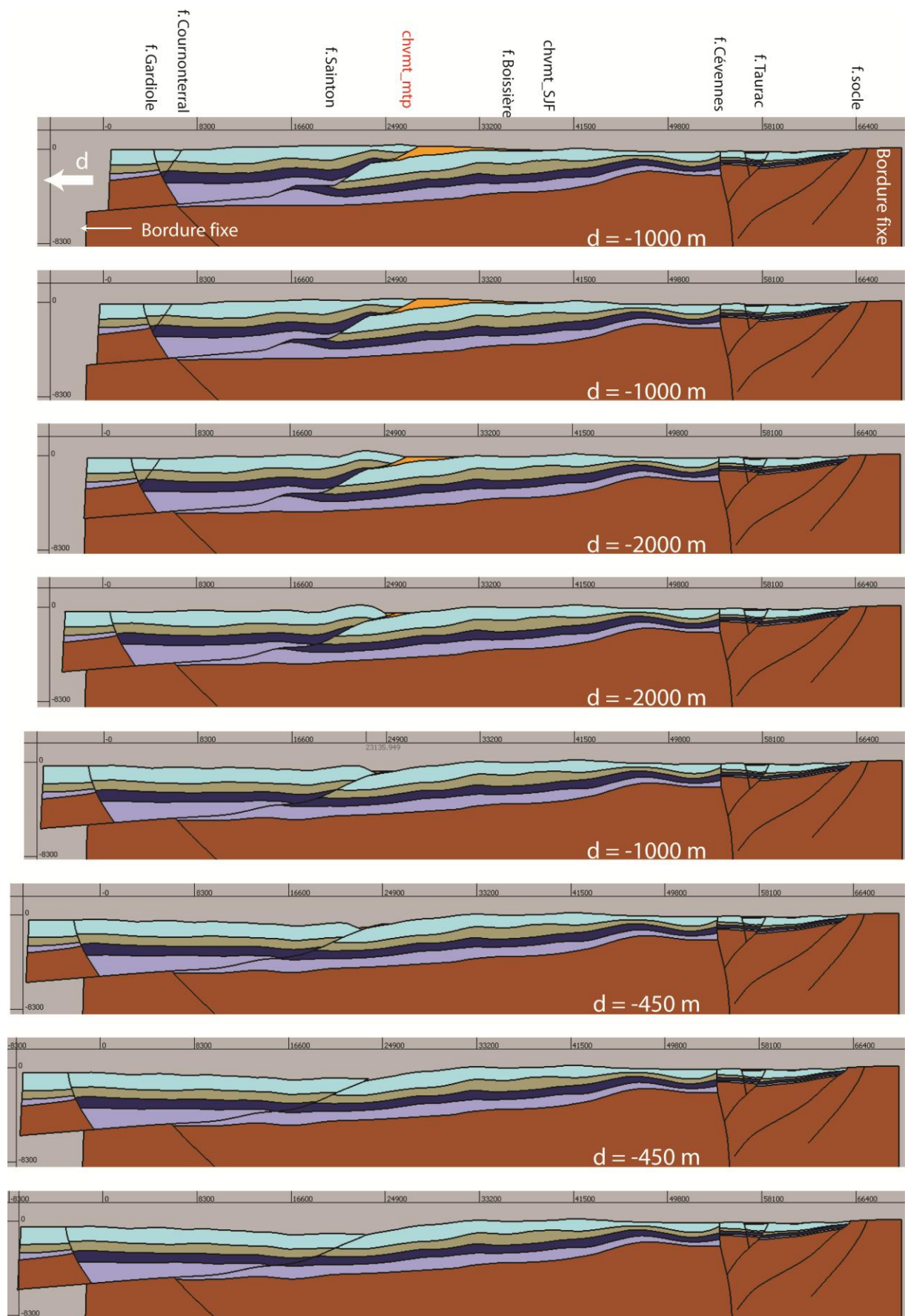


Figure 4.21: Etapes successives des "*Simulation Result*" au cours de la restauration du chevauchement de Montpellier. Entre chaque étape de restauration, un déplacement est imposé à la bordure Sud supérieure et la géométrie des dépôts "Eocène" est reconstituée.

Par manque de temps, nous arrêterons la restauration de cette coupe à ce stade. Plusieurs problèmes restent non résolus du fait de la configuration 2D de la coupe vis-à-vis des mouvements en décrochements.

En effet, depuis le Pyrénéen, la partie Nord de la coupe (zone de Ganges) est déconnectée du reste de la coupe, par le jeu sénestre de plusieurs kilomètres de la faille des Cévennes. Cette limitation empêche la reconstitution du profil amont-aval de la période crétacé. De plus, la coupe passe par une zone dépourvue de données paléokarstiques sur les bauxites, ce qui est un frein à la réflexion sur l'organisation du niveau de base à cette époque. Il faudrait intégrer des informations disponibles à la périphérie de la coupe.

D'autre part, la partie amont de la coupe, au Sud de la faille des Cévennes, a été sans doute érodée lors de l'époque pyrénéenne, lors de la formation de l'anticlinal situé entre la faille de Saint-Jean-de-Fos et la faille des Cévennes (fig 4.21), mais n'ayant pas de contrainte de temps sur l'âge de cette érosion (et manque de temps), nous n'avons pas reconstitué la partie érodée. Cette omission n'a pas d'incidence sur la distribution actuelle de la karstification, puisque ces terrains ont disparu; en revanche, ils auraient dû être reconstruits avant de restaurer l'épisode bauxitique.

Après l'étape de l'*Interpretation* initiale et le report de tous les marqueurs qui ont permis de corriger la coupe étape par étape (fig 4.22), il faudrait à nouveau restaurer entièrement cette coupe n°1 modifiée, avec les mêmes contraintes de restauration appliquées précédemment, afin de s'assurer d'obtenir le même résultat. Ceci n'étant pas réalisé, la restauration de cette coupe arrivée à l'épisode bauxitique ne peut être validée avec certitude.

2.2. AVANTAGES ET INCONVENIENTS DE LA RESTAURATION SOUS DYNEL 2D

Lors de cette restauration, l'utilisation de marqueur est primordiale pour:

- corriger la géométrie de certaines parties de la coupe qui n'étaient pas équilibrées;
- interpoler les niveaux de base à chaque étape de karstification afin d'estimer l'épaisseur potentiellement karstifiable. Ce deuxième point est présenté dans la partie suivante (voir 3. le niveau de base dans le temps et l'espace).

Une fois la restauration de la coupe entièrement terminée, sa géométrie est équilibrée. Il serait donc pertinent de réinjecter le résultat de cette nouvelle coupe dans le modèle géologique afin de corriger la géométrie de la surface de chevauchement de Montpellier, ainsi que de contraindre de manière plus forte les variations d'épaisseur de part et d'autre de la faille inverse de Viols-le-Fort.

Le choix du logiciel **Dynel 2D** pour la restauration de cette coupe se heurte à des problèmes, concernant trois principaux aspects:

- la région languedocienne a subi de nombreuses phases de déformations de directions différentes. La déformation oligocène est oblique aux autres épisodes de déformation qui empêchent de restaurer l'ensemble des déformations enregistrées dans la région sur une seule et même coupe,
- les déplacements latéraux provoqués par les failles décrochantes empêchent aussi la reconstitution complète d'une coupe traversant l'ensemble de la région. Au cours de la restauration, et notamment lors de la restauration des déformations pyrénéennes, les failles décrochantes majeures qui ont accommodé une quantité de déplacement latéral, supérieure à plusieurs kilomètres, ne peuvent être restaurées,
- la pertinence des restaurations est fonction du nombre de contraintes déduites de la connaissance géologique (bibliographie et connaissance karstique acquise lors de ce travail). Lors de la restauration de périodes de déformation associées à des érosions (disparition d'information), la modélisation devient plus arbitraire.

Afin de pallier ces trois problèmes provoqués par la 2D, il serait utile de restaurer le modèle 3D dans son intégralité, avec un logiciel de restauration 3D, comme le logiciel Dynel 3D.

Cette solution apporterait la possibilité d'évaluer l'évolution de la surface de niveau de base ainsi que la distribution de la karstification en 3D, pour les épisodes de karstification antérieurs au Messinien.

3. LE NIVEAU DE BASE DANS LE TEMPS ET L'ESPACE 2D

En Languedoc, la karstification est très prononcée. Les forages de la région, notamment les forages pétroliers d'exploration, nous indiquent que la karstification a atteint des profondeurs très importantes, et affecte l'ensemble des formations carbonatées du Jurassique, jusque dans le Lias calcaire.

Comme on l'a vu dans le chapitre II, la karstification a été active dans la région depuis l'émersion de la plateforme carbonatée au Crétacé inférieur, il y a plus de 100Ma. L'évolution géodynamique et les variations eustatiques ont modelé le paysage karstique au cours du temps, entraînant une succession d'épisodes de karstification plus ou moins importants. Actuellement, le système karstique et la position des réservoirs carbonatés karstifiés de la région résulte de cette histoire polyphasée.

Le but de ce chapitre est de quantifier l'amplitude de karstification pour chaque période responsable de la formation des paléokarsts étudiés au cours de ce travail (à l'exception du paléokarst des bauxites du Crétacé "moyen"), afin de mieux comprendre la distribution actuelle des réservoirs karstifiés. Pour cela, la méthode consiste à projeter la position des paléo-niveaux de base connue pour chaque époque de karstification sur la coupe restaurée.

Une réflexion est menée pour chaque étape de karstification sur la profondeur maximale de karstification atteinte sur la coupe n°1 restaurée et corrigée par l'intermédiaire des marqueurs (fig 4.22), en rapport direct avec la position du niveau de base. Même si cette coupe n'a pas été validée, la géométrie générale est respectée, et on peut néanmoins mener cette réflexion sur cette coupe.

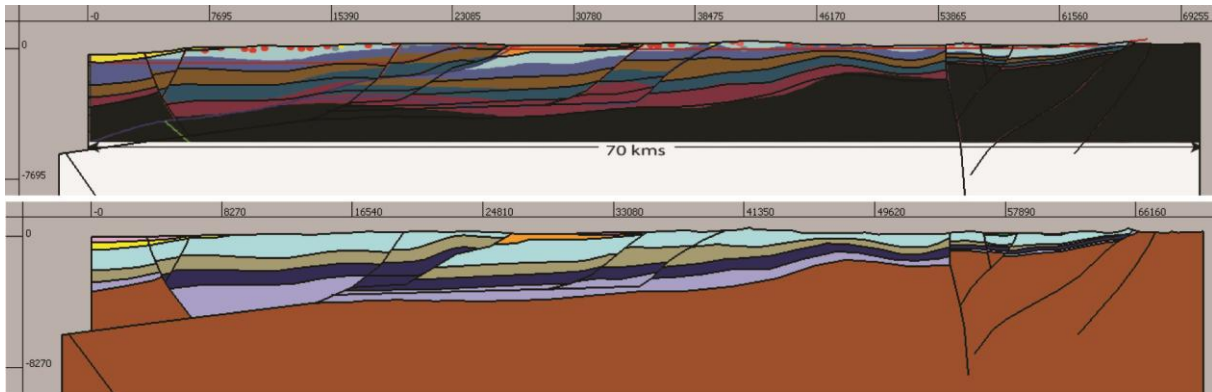


Figure 4.22: La coupe du bas présente la coupe n°1 équilibrée, après la correction de la géométrie initiale du chevauchement de Montpellier et des formations liasique au niveau de la faille de Saint-Jean-de-Fos. La coupe du haut, présente la différence entre la coupe sismique initiale (image en fond) et la coupe restaurée (horizons noirs par dessus). On notera que sur cette coupe est aussi corrigée la position de la faille de socle de l'Isthme Durancien, qui joue au Crétacé "moyen" et est ensuite découpée par le chevauchement de Montpellier qui emporte la faille du bloc chevauchant (la Gardiole) vers le Nord.

Une fois les épaisseurs de karstification définies pour chaque étape de karstification, on peut compiler ces informations et les superposer, pour mettre en évidence les zones les plus soumises à karstification au cours du temps. Cela nous permet de situer les zones les plus intensément karstifiées, et de mettre en évidence les zones qui ont pu être décolmatées par les karstifications suivantes.

- Messinien

L'évolution du niveau de base messinien et la karstification associée sont discutées plus loin, dans un chapitre entièrement consacré à la distribution en 3D de la karstification messinienne. On peut néanmoins amorcer la réflexion en 2D, au sein de la coupe restaurée des dépôts du Plio-Quaternaire.

Le niveau de base messinien est contrôlé en aval par la chute de plus de 1500m du niveau marin dans le bassin Méditerranéen. Les réseaux profonds reconnus par spéléo-plongée sont traditionnellement attribués au Messinien et sont reportés sur la coupe sous forme de points gris (fig 4.23). Bien que la profondeur de ces réseaux ne corresponde pas forcément à la profondeur maximale karstifiée acquise au Messinien (c'est seulement la limite d'exploration des réseaux), ils constituent des points de repères afin d'interpoler la position du niveau de base, notamment dans la partie amont de la coupe où les données sont les plus nombreuses.

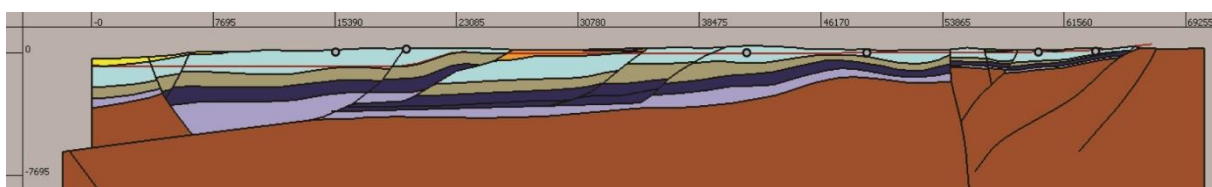


Figure 4.23: Profondeur maximale des réseaux karstiques profonds reconnus en spéléo-plongée, reportée sur la coupe n°1 équilibrée (rond gris). Le niveau de base (trait rouge) est contrôlé en aval par les paléo-exutoires (position ici arbitraire, mais discuté plus loin, partie 4.), et en amont par le toit du Lias marneux et les profondeurs maximales des réseaux karstiques profonds.

Sur cette coupe, restaurée au Messinien, le chevauchement de Montpellier fait remonter le Lias marneux en vis-à-vis avec le Malm, créant un barrage aux écoulements venant du Nord, qui ne peuvent traverser le chevauchement de Montpellier. Or pour que les écoulements empruntent un

passage dans le Lias calcaire du *hanging wall* du chevauchement, ils ont besoins d'un exutoire, afin d'instaurer un gradient hydraulique. Sur cette coupe, la remontée du socle sous le massif de la Gardiole et l'absence de Lias calcaire sur la Gardiole mettent le Lias calcaire du *hanging wall* du chevauchement de Montpellier au contact du socle et des formations triasiques et marneuses du Lias marneux. Cette disposition des formations ne semble pas propice à la mise en place d'un exutoire en aval et bloque les écoulements.

Ainsi les écoulements doivent i) soit contourner le chevauchement, et trouver un passage latéralement à l'Est ou à l'Ouest de cet obstacle, soit ii) se caler sur l'altitude du toit du Lias marneux.

On remarque que le niveau de base en amont du chevauchement basé sur l'interpolation des profondeurs maximales explorées en spéléo-plongée, est relativement plan et correspond à l'altitude du toit du Lias marneux.

Dans la partie Sud de la coupe, il n'y a que très peu de points de contraintes concernant les réseaux profonds explorés en spéléo-plongée. En revanche le Lias marneux constitue un niveau limitant à l'approfondissement de la karstification dans la partie amont, ce n'est plus le cas au Sud, où cette formation s'approfondit. N'étant plus limités par la présence de formations imperméables, les écoulements peuvent s'organiser selon un exutoire en aval, dont on ne connaît pas la position ni la profondeur, mais qui peut se situer assez profond (kilométrique, au vu de la chute du niveau marin).

De ces premières observations en 2D, on peut suggérer que la karstification messinienne affecte profondément les formations du Malm et du Dogger dans la partie Sud du chevauchement, mais est ensuite contrainte par le toit du Lias marneux au sein du chevauchement de Montpellier, créant un seuil "haut" sur le quel le niveau de base de la zone amont est branché.

- Serravalien-Tortonien (-> incision des canyons)

La karstification causée par la surrection serravalo-tortonienne, n'a pas créé de réservoirs. En effet, les réservoirs karstiques sont situés en dessous du niveau de base, or, la position du niveau de base résultant de cette surrection est sensiblement celle d'aujourd'hui. En revanche elle a profondément entaillée les massifs carbonatés leur donnant leur morphologie actuelle. De plus, cette karstification est aujourd'hui réutilisée comme zone d'alimentation, permettant l'infiltration des eaux de surface au sein d'un vaste réseau.

Le paléokarst à cortège cévenol serravalo-tortonien, en relation avec les paléosurfaces des vallées perchées burdigaliennes et la position du cordon littoral sont de très bons marqueurs pour restaurer les déformations qui surviennent à la fin du Miocène. Lors de cette restauration, l'annulation de la surrection se traduit par une subsidence généralisée mais différentielle de l'amont à l'aval et le niveau de base remonte. Les variations du niveau de base, quantifiées grâce à l'étude de ce paléokarst, mettent en évidence cette surrection différentielle confirmée lors de la restauration par la position du cordon littoral situé à Viols-le-Fort, qui retrouve une altitude égale à zéro au Burdigalien, correspondant au niveau marin moyen de l'époque.

- Eocène

Par faute de marqueurs discriminant, la karstification éocène n'a pas été étudiée au cours de ce travail. L'information contenue dans ce paléokarst, s'il existe, n'a donc pu être utilisé comme points de contrainte pour la restauration. La réflexion menée sur la karstification lors de cette période de bouleversement tectonique important est uniquement appuyée sur la relation entre les zones de relief soumises à karstification et des bassins contrôlant la position aval du niveau de base.

Lors des restaurations à l'Eocène supérieur et inférieur, respectivement pour l'anticlinal de Viols-le-Fort et le chevauchement de Montpellier, on note que l'épaisseur de massifs carbonatés soumise à karstification lors de la création des reliefs a disparu par érosion depuis (fig 4.21). Ce n'est donc pas au niveau de ces reliefs que la karstification éocène a laissé des traces dans le paysage actuel. En revanche, l'amont étant au Sud au Pyrénéen, contrôlé par l'altitude du chevauchement de Montpellier et l'aval au Nord, situé entre les Cévennes et les front de chevauchements du Pic Saint loup et du chevauchement de Montpellier, la karstification a pu se développer au sein de cette pente sur une faible épaisseur de massif puisque la différence altitudinale entre le chevauchement de Montpellier et la zone aval au Sud de la faille des Cévennes reste elle aussi relativement faible (fig 4.21).

Hormis au niveau du Pic Saint Loup, qui reste un relief franc encore aujourd'hui, cette observation semble suggérer, que les massifs carbonatés principalement affectés par la karstification lors de l'Eocène, notamment au niveau des reliefs, ont aujourd'hui en grande partie disparu. Cette hypothèse est renforcée par la disparition des formations du Malm et parfois du Dogger, comme au niveau du chevauchement de Montpellier, du Causse-de-la-Selle, l'anticlinal de Viols-le-Fort ou encore au niveau de la combe de Mortiers située au pied du pic Saint Loup.

Ainsi, on peut conclure que la grande partie de l'épaisseur de massifs carbonatés karstifiés à l'Eocène, n'existe plus aujourd'hui, disparu par érosion.

- Paléocène

C'est seulement lors de la restauration du chevauchement de Montpellier qu'on initie de nouveau un potentiel altitudinal important entre l'amont et l'aval. Après la restauration du chevauchement de Montpellier selon un déplacement de 2000m, l'aval se retrouve de nouveau au Sud. Le chevauchement constitue un relief peu prononcé, car il est érodé de manière synchrone à sa formation. Il est difficile de dater la déformation du chevauchement de Montpellier. Les brèches qu'il chevauche, correspondent au faciès continental du Vitrollien daté du Paléocène inférieur et on trouve sur le *hanging-wall*, des brèches marines d'âge Paléocène (du Danien au Sélandien). Ces brèches se situent cartographiquement de part et d'autre de l'anticlinal au front du chevauchement, prouvant qu'elles se sont déposées alors qu'une partie des terrains carbonatés était déjà érodée et donc, que le chevauchement avait déjà commencé à se former (fig 4.24a). La coupe choisie pour interpoler le niveau de base Paléocène (fig 4.24A) prend en compte ces critères et correspond aux prémices du fonctionnement du chevauchement, après seulement moins d'un kilomètre de déplacement (sur environ 7km de flèche au total).

Sur cette coupe restaurée à ce stade, l'interpolation du niveau de base au Paléocène permet de mettre en évidence une épaisseur karstifiée plus importante au Sud qu'au Nord (fig 4.24A). Cette distribution conséquente à la restauration confirme le schéma selon lequel les variations du niveau de base sont maximales, proche du lieu initial de la perturbation. Il s'agit dans ce cas des oscillations du niveau marin d'un bassin endoréique soumis à des périodes d'assèchement et d'enneigement successifs induisant une karstification maximale dans la partie aval et se réduisant vers l'amont. Dans la zone de Ganges, situé en amont du système, bien que déconnectée du reste de la coupe lors de la restauration (car situé au nord du décrochement de la faille des Cévennes) les variations du niveau de base sont supérieures à 350m, ce qui implique des variations du niveau de base en aval bien supérieures à cette valeur. Le niveau de base Paléocène reporté sur la coupe actuelle (fig 4.24B) indique que cette épaisseur de karstification peut atteindre localement plus de 900m, au nord du chevauchement de Montpellier.

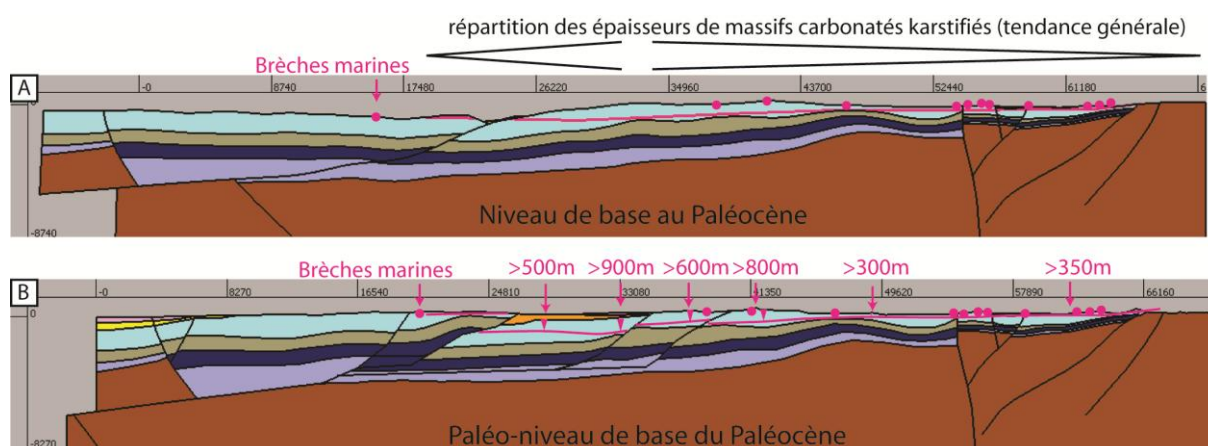


Figure 4.24: A) Coupe restaurée au Paléocène: interpolation du niveau de base au Paléocène suivant la position des données paléokarstiques amont et aval indiquée par les brèches marines. L'épaisseur des massifs karstifiés est fonction de la position du niveau de base et de la topographie, et croît rapidement du Sud au Nord dans la partie aval du profil de l'époque, puis décroît lentement vers l'amont. B) Coupe actuelle : valeurs moyennes d'épaisseur actuelle de massifs carbonatés karstifiés lors de l'"événement paléocène" réparties le long du profil amont-aval actuel, sur la coupe équilibrée. On remarque un maximum jusqu'à 900 m d'épaisseur de massifs carbonatés karstifiés sur cette coupe, située entre le chevauchement de Montpellier et l'anticlinal de Viols -le-Fort.

- Bauxite

Par manque de temps, nous n'avons pu atteindre la période bauxitique lors de la restauration. En revanche les points de contraintes paléokarstiques de la bauxite sont de très bons jalons pour la restauration, notamment lors de la restauration des déformations pyrénéennes. En effet la distribution des affleurements de bauxite permet de distinguer : i) les zones de massifs carbonatés où l'érosion importante a éliminé la bauxite, ii) les zones qui au contraire sont restées relativement bien préservées et ont même constitué des bassins permettant une accumulation parfois importante de sédiments (Bassin de Villeveyrac). Cette disposition contraint l'évolution de la déformation pyrénéenne car ils indiquent les massifs dont l'érosion n'a pu détruire l'enregistrement paléokarstique et les massifs.

En résumé, on met en évidence que les informations contenues dans le remplissage sédimentaire des paléokarsts permet d'identifier les différentes phases de karstification. Ils constituent un bon marqueur pour les déformations et aident à contraindre la restauration.

Grâce à cette caractéristique on peut remonter au cours des déformations géologiques, contraintes par ces points de données ponctuelles, afin de positionner les anciens paléo-niveaux de base et évaluer les épaisseurs minimales de massifs carbonatés karstifiés associées à chaque épisode de karstification.

On remarque que les épisodes de karstification qui affectent avec la plus grande amplitude les massifs carbonatés actuels, se produisent lors de la formation de bassins endoréiques (au Paléocène et au Messinien), et karstifient de préférence la partie Sud de la coupe (zone avale des épisodes endoréiques).

Les épisodes de karstifications liés aux mouvements verticaux induisent aussi de fortes chutes du niveau de base, mais provoquent aussi une importante érosion qui décape les massifs carbonatés.

4. NIVEAU DE BASE & KARSTIFICATION EN 3D: L'EXEMPLE DU MESSINIEN

Grâce à l'absence de déformation significative postérieure au Messinien, il est possible d'appréhender l'évolution du niveau de base et de la karstification induite par l'assèchement et la remise en eau de la Méditerranée, en 3 dimensions, sur la zone d'étude. Ce type d'approche tridimensionnelle est l'objectif à atteindre pour les épisodes antérieurs, en procédant à la restauration en 3D.

L'évènement messinien se traduit par un abaissement drastique du niveau marin de plus de 1500m (Ryan, 1976), causé par l'assèchement du bassin méditerranéen (Hsü et al., 1973). Cette chute du niveau de base se traduit par un enfoncement des réseaux karstiques dans les domaines carbonatés et d'une profonde incision dans les terrains imperméables (Clauzon 1973, 1978, 1982) appelée surface d'érosion messinienne (MES, Guennoc et al., 2000; Lofi et al., 2011). De par son ampleur, la genèse de la majorité des réseaux karstiques profonds du domaine péri-méditerranéen et de la région en particulier, lui est attribuée et l'organisation du système karstique actuel est considéré comme en étant directement héritée (Audra et al., 2004).

Il est relativement aisé de reconstruire la surface d'érosion messinienne fossilisée par la transgression pliocène, en mer (interprétation de profils de sismique réflexion selon Guennoc et al., 2000; bache, 2001; Lofi 2002) et à terre (reconnaissance par forages et terrain; Clauzon, 1973, 1978 ; Fuchey et al., 2001; Molliex, 2009 ; Roure et al., 2009). Par contre, on a encore du mal à suivre la continuité de l'équivalence de cette surface dans les domaines carbonatés karstifiés en *onshore amont* et cela pour plusieurs raisons: la reconnaissance difficile par spéléo-plongée, la compartimentation tectonique, l'hétérogénéité des réservoirs et des formations karstifiées, le polyphasage de la karstification (réseaux réempruntés?)...

Ce travail tente de quantifier la profondeur de karstification acquise au Messinien dans les différents massifs carbonatés de la région par une approche géologique et géométrique du niveau de base.

En Languedoc, on nomme "karsts profonds" les réseaux karstiques noyés, dont la profondeur maximale connue est située loin sous le niveau de base actuel (Camus, 2003, Audra et al 2004). Ils sont souvent caractérisés par un développement de galeries sur plusieurs centaines de mètres. En reportant sur une carte l'altitude (NGF) de la profondeur maximale des réseaux karstiques développés sous le niveau de base actuel, explorés en spéléo-plongée, on s'aperçoit qu'il existe très peu de réseaux reconnus sous le niveau marin actuel (fig 4.25). Le plus septentrional est le gouffre des Cent Fonts, sur le Causse de la Selle, qui s'étend sur un dénivelé exploré de 104m, jusqu'à une profondeur de -13m NGF. La chute du niveau de base au Messinien étant de plus de 1500m sous le niveau actuel (Ryan, 1976), on pourrait s'attendre à trouver des réseaux plus profonds, même dans l'arrière pays montpelliérain.

A défaut de déterminer précisément le niveau de base messinien dans les domaines carbonatés amont, les profondeurs maximales des réseaux noyés sous le niveau de base actuel, reconnus en spéléo-plongée, sont projetés sur la coupe NNE-SSW de référence (coupe n°1, fig. 4.26). L'évènement messinien n'étant pas suivi de déformations tectoniques, la coupe est uniquement restaurée des dépôts plioquaternaires (fig 4.28). L'absence de tectonique post-messinienne nous permet d'ailleurs de faire la restauration en 3 dimensions des dépôts plioquaternaires sous le logiciel Geomodeller, sans passer par le logiciel de restauration (fig 2.29). Cette coupe nous permet de proposer plusieurs hypothèses sur le développement du paléo-niveau de base messinien, et d'aborder une réflexion sur son organisation à l'échelle du profil amont-aval, de Ganges à Sète.

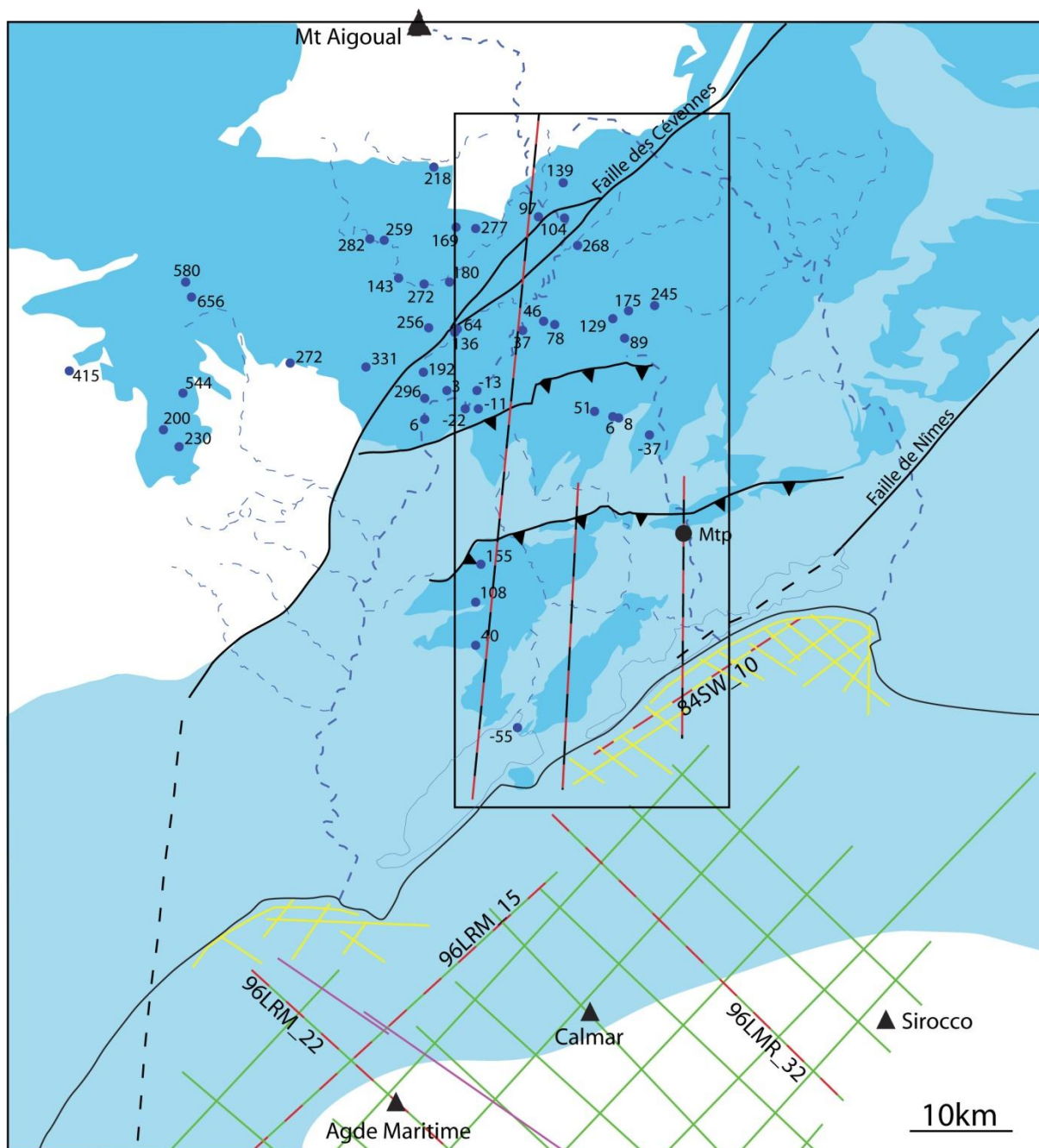


Figure 4.25 : Carte des carbonates affleurants et sous couverture du Languedoc. Sur cette carte sont reportées les altitudes des niveaux les plus bas des karsts profonds reconnus par spéléo-plongée (voir annexe 4). Le cadre noir représente l'emprise du modèle géologique 3D, d'où sont extraites les 3 coupes sur lesquelles sera discuté la position du niveau de base (en tireté rouge). Les profils sismiques en mer sont reportés sur cette carte dont les profils en tiretés rouges seront interprétés dans le but de trouver les paléo-exutoires des systèmes karstiques de la région pendant l'abaissement messinien.

La première observation évidente est l'altitude des réseaux "profonds" qui sont en réalité superficiels, à l'échelle de l'épaisseur totale de la pile stratigraphique du Jurassique.

La deuxième observation concerne la profondeur maximale théorique que pourrait atteindre la karstification lors de cet évènement dans les milieux carbonatés. En cas de chute drastique du niveau marin dans le bassin, la karstification se développe en accord avec le niveau de base aval contrôlé par un exutoire, et en amont, avec la position en profondeur des formations carbonatées.

Sur la coupe NE-SW de référence (fig 4.26 & 4.27), on remarque que le chevauchement de Montpellier remonte le Lias marneux (imperméable) jusqu'à 200m NGF, ce qui devrait constituer un

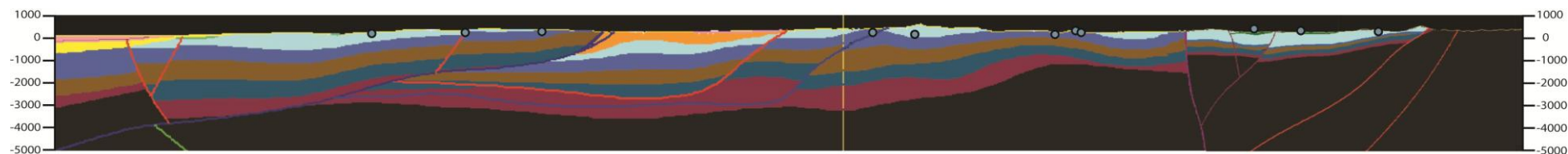


Figure 4.26 : Altitudes des karsts profonds reconnus en spéléo-plongée (rond bleus), projeté sur la coupe NW-SE de référence, non restaurée. Projection à 5000m.

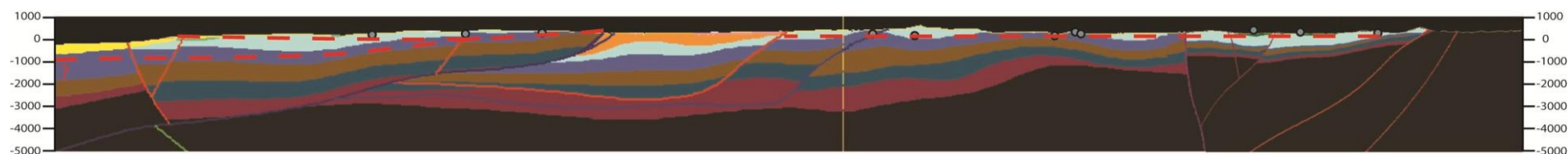


Figure 4.27 : Coupe de référence NE-SW restaurée du Plio-Quaternaire. Position du paléo-niveau de base en fonction du toit du Lias marneux au sein du chevauchement, et des potentiels exutoires en aval i) branché sur la surface d'érosion messinienne au toit du Miocène et ii) dans le cas d'un exutoire karstique en aval de la côte actuelle, pour les écoulements souterrains. Le niveau de base en amont du chevauchement de Montpellier est positionné en fonction des altitudes des réseaux profonds projetés.

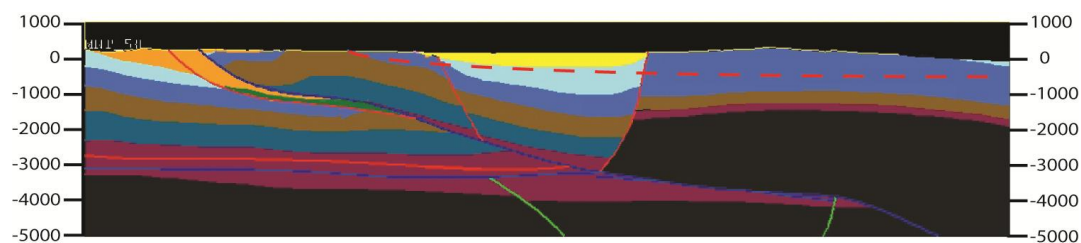
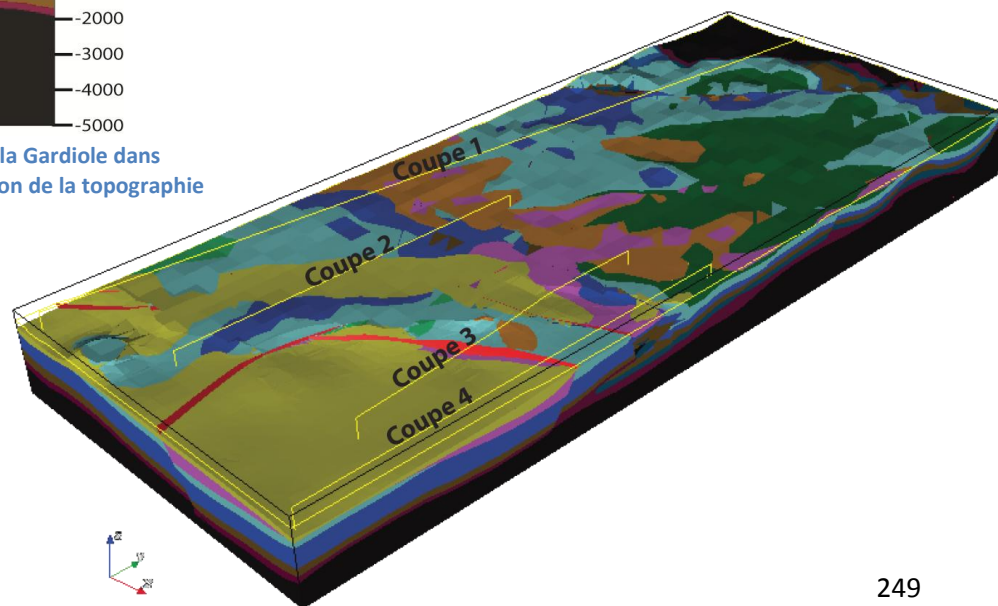


Figure 4.28 : Coupe NS, passant par la combe de Murviel-les-Montpellier au Nord et traversant la Gardiole dans sa partie Sud. La position du paléo-niveau de base messinien est estimée sur la coupe en fonction de la topographie de la formation du Lias marneux et d'un potentiel exutoire en aval.

Figure 4.29: Modèle 3D des formations restaurées du Plio-Quaternaire. Position de la coupes 1 correspondant à la figure 4.26 & 4.27 (coupe de référence pour la restauration), la coupe 2 correspondant à la figure 4.28, et la coupe 3 à la figure 4.31.



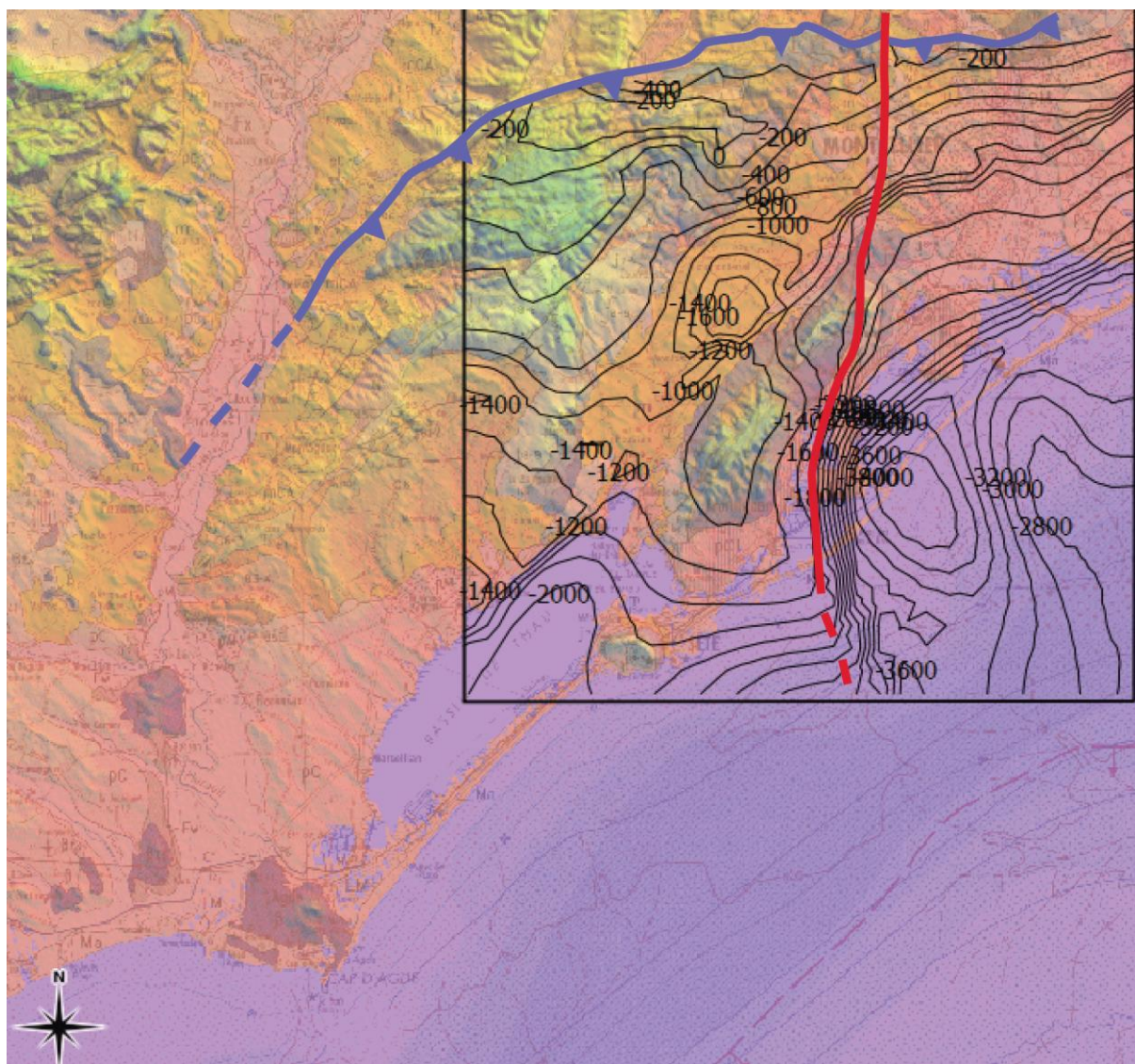


Figure 4.30: Isohyse du toit de la formation du Lias marneux au toit du chevauchement de Montpellier.

facteur limitant sur l'ensemble de la karstification en amont. Or, dans l'aire de cette coupe, la profondeur de karstification en amont atteint des profondeurs pouvant descendre jusqu'à -22m (fig 4.25) et semble se développer sur un niveau de base plus bas que le sommet du Lias marneux du chevauchement de Montpellier (fig 4.27).

À l'Ouest de la faille de la Mosson, le toit du chevauchement s'approfondit vers l'ouest à -200m (fig 4.30). Dans la combe de Murviel-les-Montpellier où le Lias est à l'affleurement (fig 4.29), la cote du toit atteint +150 m NGF (fig 4.30). Cette structure en dôme du Lias marneux dans le chevauchement à l'Ouest de la faille de la Mosson, constitue un obstacle aux écoulements venant du Nord. En amont, le niveau de base se branche donc sur un (ou des) passage(s) latéral(aux) contournant cette structure constituée de Lias marneux imperméable. Il s'agirait soit des rampes latérales occidentales du chevauchement, soit le long de la faille de la Mosson.

En revanche, à l'Est de la faille de la Mosson, le toit du Lias marneux avoisine une altitude maximum moyenne de -200m NGF (fig 4.30), ce qui ne constitue plus une barrière. On remarque d'ailleurs que la profondeur des karsts profonds explorés dans la zone des garrigues, au nord, n'excède pas cette valeur de -200m. La source du Lez reconnue jusqu'à un maximum de -37 m NGF (fig 4.25) pourrait donc s'être développée sur ce niveau de base. Les karsts profonds reconnus sous le

niveau de la mer dans la zone des Garrigues, se situent environ à la même latitude, formant une bande étroite entre le Causse-de-la-Selle et la source du Lez à l'Est du bassin des Matelles. Plus au Nord, tous les réseaux reconnus se situent à des altitudes positives qui s'élèvent vers le Nord (fig 4.25).

En résumé la portion du chevauchement de Montpellier située dans l'emprise du modèle 3D, contrôle les écoulements messiniens sur l'ensemble du profil amont-aval Nord-Sud, en plaçant le Lias marneux au regard des formations du Jurassique supérieur (fig 4.26, 4.27, 4.29, 4.31, 4.32). La position du Lias marneux imperméable devient alors le seuil, sur lequel peut se développer le niveau de base des apports venant des zones septentrionales du bassin versant. Le chevauchement de Montpellier semble agir comme un barrage hydraulique qui scinde le profil amont-aval en 2 parties: une au Sud du chevauchement de Montpellier avec un niveau de base branché en aval à l'incision messinienne, l'autre au Nord dont le niveau de base s'organise en fonction de la position du Lias marneux au sein du chevauchement de Montpellier.

Concernant le développement maximal du niveau de base dans la zone d'emprise du modèle au Sud du chevauchement de Montpellier, on peut distinguer deux blocs structuraux distincts séparés par la faille de la Mosson qui vont induire un comportement différent sur le niveau de base de part et d'autre de cette faille.

Le bloc Est, est compartimenté par les failles de Montpellier et de Nîmes. Ces deux failles limitent un haut structural Jurassique encadré par deux bassins remplis de sédiments syn et post rift (Oligo-miocène) (fig 4.31). La présence de ces bassins impacte le développement de la karstification sur les massifs calcaires situés en amont, car ils constituent des barrières imperméables pour les écoulements karstiques profonds.

Dans le bassin de Montpellier, l'Oligocène atteint -703m de profondeur dans le forage d'Antigone (fig 4.31), ce qui empêche le développement de la karstification sous le bassin. Les écoulements venant du nord vont donc être déviés à l'Ouest de ce bassin dans le compartiment Ouest de la faille de la Mosson (fig 4.32).

Au Sud-est de la faille de Nîmes, il est difficile de quantifier la profondeur des dépôts syn et post rift, car ils ne sont traversés par aucun forage. En revanche, on connaît plus de 4000m de dépôts syn et post-rift dans le graben de Vistrenque contrôlés par la faille de Nîmes plus à l'est (Benedicto, 1996) et l'épaisseur estimée depuis la réponse gravimétrique indique une valeur importante approximée à 1500m contre la faille de Nîmes, au niveau du géomodèle. Ce bassin constitue lui aussi une protection à la karstification et un obstacle pour les écoulements (fig 4.31). Le niveau de base qui se développe au sein du horst de Lattes qui se situe entre les bassins syn- à post-rift de Montpellier (au nord) et de Maguelone (au sud) s'en trouve directement affecté. Sur la carte d'isohypse du mur de l'incision messinienne faite à partir des forages de la BSS (fig 4.33), la disposition des isohypses suggère la présence d'un paléo-canyon développé dans le bassin de Montpellier à une côte de -70m NGF, d'orientation NW-SE, dont l'exutoire pourrait se trouver dans le bassin de Maguelone, après avoir traversé le horst Jurassique en réseau karstique. En effet, au sein de ce horst, un forage donne la profondeur du calcaire recouvert par le pliocène à -152m NGF, associé à une forte pente en amont pouvant représenter la morphologie d'une reculée karstique liée au fonctionnement d'une résurgence branchée sur la surface d'érosion messinienne (MES) en aval (fig 4.31).

À l'est de la faille de la Mosson, la karstification est donc très peu active, et le niveau de base karstique qui se développe est directement branché sur la MES. En revanche on peut suggérer qu'une partie des écoulements souterrains du horst Jurassique de Lattes traversent la faille de la

Mosson, et rejoignent les écoulements venant de la partie Ouest du chevauchement de Montpellier en direction de la Gardiole (fig 4.32).

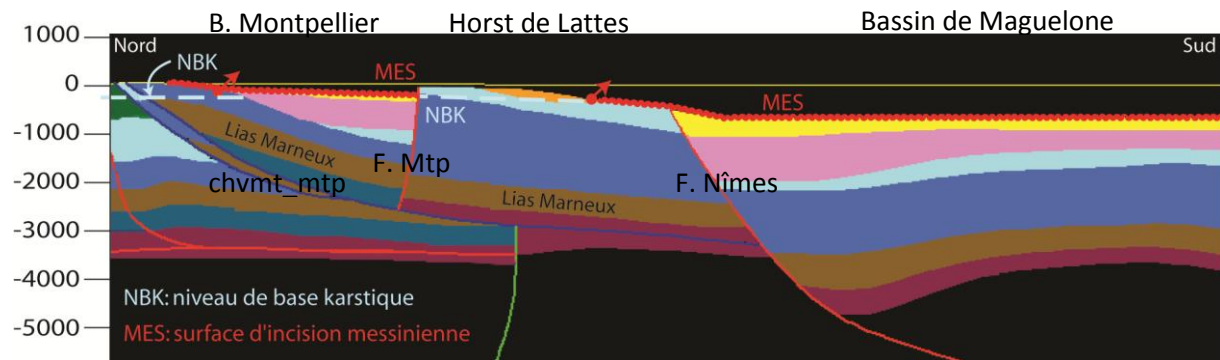


Figure 4.31: Coupe NS (coupe n°3 sur la figure 4) dans la partie Sud-Est du modèle, passant par le chevauchement de Montpellier au Nord et traversant la faille de Nîmes au Sud. La faille de Nîmes met en regard les formations du synrift (en rose) en contact avec les formations du Jurassique supérieur (en bleu), se qui constitue une barrière pour les écoulements venant du Nord.

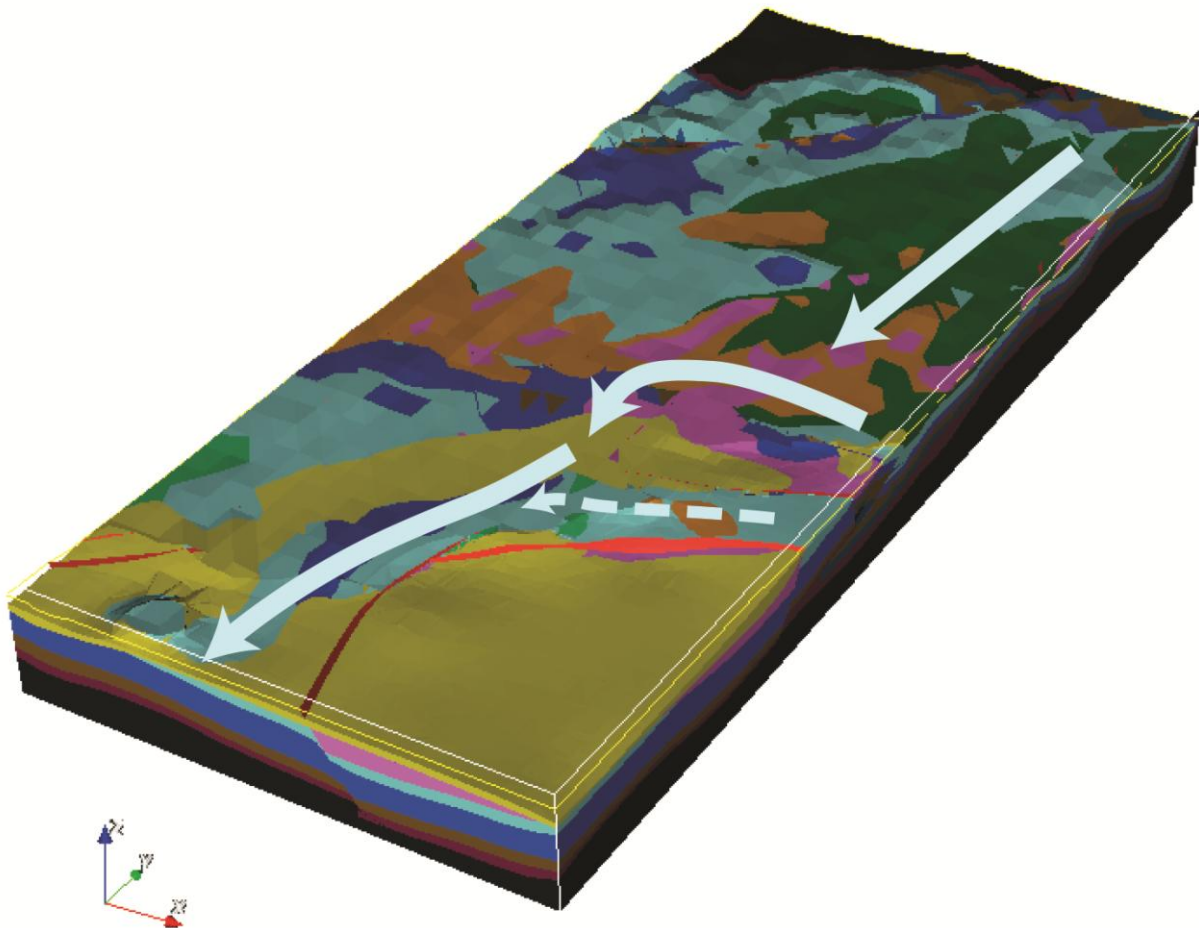


Figure 4.32: Paléo-écoulements messiniens potentiels reportés sur le modèle 3D, en fonction de la géométrie des formations imperméables en profondeur. Les écoulements circulant au sein du chevauchement de Montpellier contournent les bassins oligocènes en passant à l'ouest de la faille de la Mosson et en traversant la Gardiole.

La faille de la Mosson montre très peu de rejet dans sa partie nord, mais s'accroît vers le Sud jusqu'à accommoder une épaisseur importante de dépôts syn- et post-rift (fig 4.34) à partir de son

embranchement avec la faille de Nîmes. La portion Sud de la faille de la Mosson, limite donc le massif carbonaté de la Gardiole dans sa partie Ouest, récoltant les eaux souterraines venant du Nord, et le bassin de Maguelone dans sa partie Est rempli de sédiments oligo-miocènes (fig 4.34).

Le bloc Ouest (par rapport à la Mosson) présente aussi des bassins sédimentaires d'âge Miocène (Bassin de Gigan) et Rognacien (Bassin de Villeveyrac), mais bien moins profonds que dans la partie Est. Afin d'estimer la position du niveau de base messinien au sein de ces carbonates, il est important de rechercher l'exutoire du système karstique développé dans ce secteur. Toujours contrôlé en amont par la position du toit du Lias marneux au sein du chevauchement de Montpellier, l'exutoire du niveau de base est à rechercher en mer, en aval de la ligne de côte actuelle.

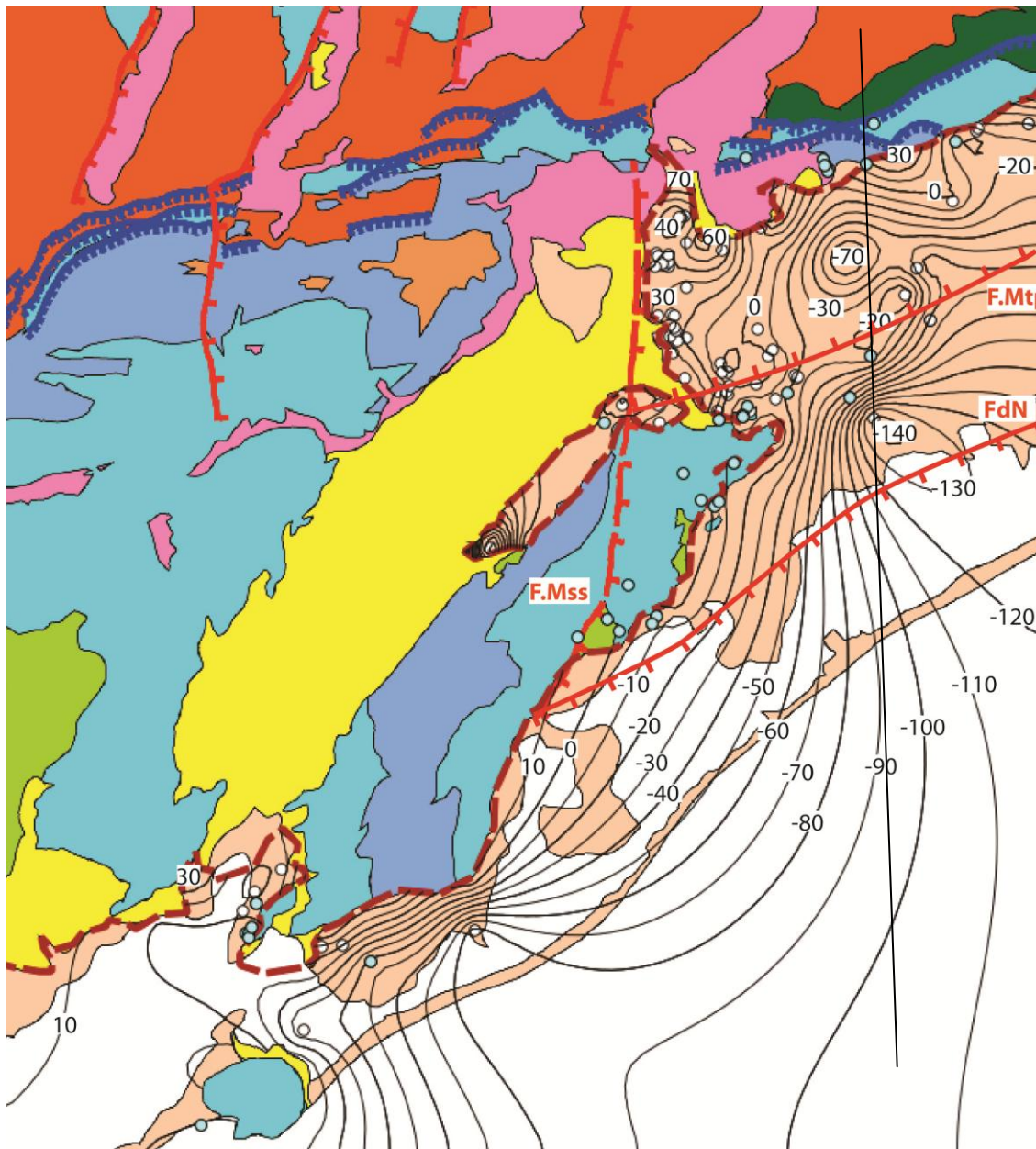


Figure 4.33 : Carte d'isohypse du mur de l'incision messinienne fossilisée par les dépôts pliocènes, construite à partir des forages, dans la zone du modèle. Ces forages sont représentés par des ronds bleus lorsque le Pliocène repose directement sur le Jurassique. Il sont blancs lorsque le Pliocène repose sur une formation imperméable (Oligocène ou Miocène). Isohypse tous les 10 mètres. Le trait noir correspond à la coupe de la figure 4.31.

A partir des lignes sismiques, on peut situer plusieurs morphologies karstiques pouvant nous renseigner sur une profondeur minimale de karstification dans cette partie *offshore*. Le profil SW84-10 (fig 4.34) montre au sein du bassin de Maguelone, limité par les failles de Nîmes et de la Mosson, la MES incisant la couverture miocène, alors qu'elle disparaît en passant dans la tête de bloc Jurassique de l'autre côté de la faille de la Mosson (fig 4.34). Le bassin de Maguelone semble avoir un bassin versant carbonaté formé au Nord par le horst Jurassique et à l'Ouest par la Gardiole. En revanche le drainage karstique organisé au sein de ce sous bassin versant carbonaté, semble branché sur la MES, puisqu'il présente des évidences de paléo-exutoires :

- au Nord la transition horst de Lattes/bassin de Maguelone, au niveau de la reculée karstique mise en évidence par les isohypse du plioquaternaire, se situe à -152 m NGF (figure 4.33)
- au Sud, au contact Gardiole/bassin de Maguelone, le profil 84WS-10 présente le niveau de messinien représenté par la MES, disparaissant au sein du massif carbonaté de la Gardiole à une profondeur de -550m, pouvant constituer un paléo-exutoire (fig 4.34).

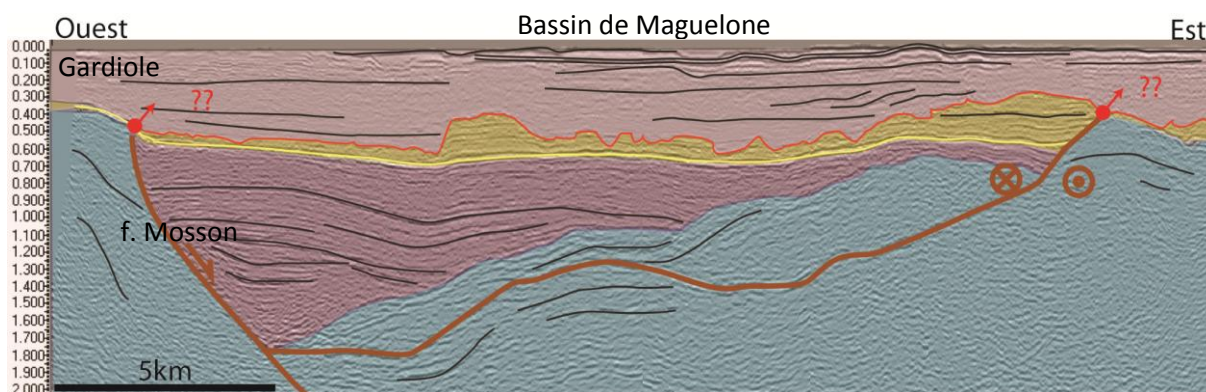


Figure 4.34 : Profil 84SW-10 d'orientation EW situé au Sud des étangs palavasiens (position voir figure1) montrant la faille de Nîmes décaler les séries jurassiques (en bleu) et accommodant les dépôts synrift (en violet) et post-rift (en jaune). La surface d'incision messinienne (MES) fossilisée par le Pliocène (en rose) est visible dans la bassin en tronquant les dépôts miocènes. En revanche elle se perd lorsqu'elle passe la faille de Nîmes, dans la tête de bloc jurassique. Le profil vierge se trouve associé à l'interprétation dans le chapitre III, fig3.25.

Plus au Sud, au large de Sète, une autre morphologie karstique est visible sur le profil 96LRM-32 (fig 4.35, position fig 4.25). Dans la partie Nord du profil, on observe une structure en forme de canyon qui se développe au contact du Miocène sur le Jurassique. Le fond de cette structure est calculée à environ -660m NGF. On a ici la première preuve d'un réel exutoire pour la zone amont du système karstique de la région au niveau de l'emprise du modèle.

Sur l'ensemble du modèle, on a donc un système karstique qui se met en place sur un niveau de base dont l'amont est contrôlé par la position du toit du Lias marneux au sein du chevauchement de Montpellier, et dont l'aval est contraint par des bassins imperméables, forçant les écoulements en direction d'un paléo-exutoire au Sud de l'île de Sète, situé à plus de 650m sous le niveau marin actuel. La source sous-marine de la Vise, située à -30m sous le niveau de l'étang de Thau et atteignant -55m NGF, est située dans la direction de cet exutoire. Elle pourrait être un exutoire supérieur de cet ancien système formé par *ascensum* lors de la remise en eau des rias, comme il s'en est formé un peu partout au pliocène suite au ré-ennoyage des conduits messiniens (Mocochain, 2007, Camus, 2003).

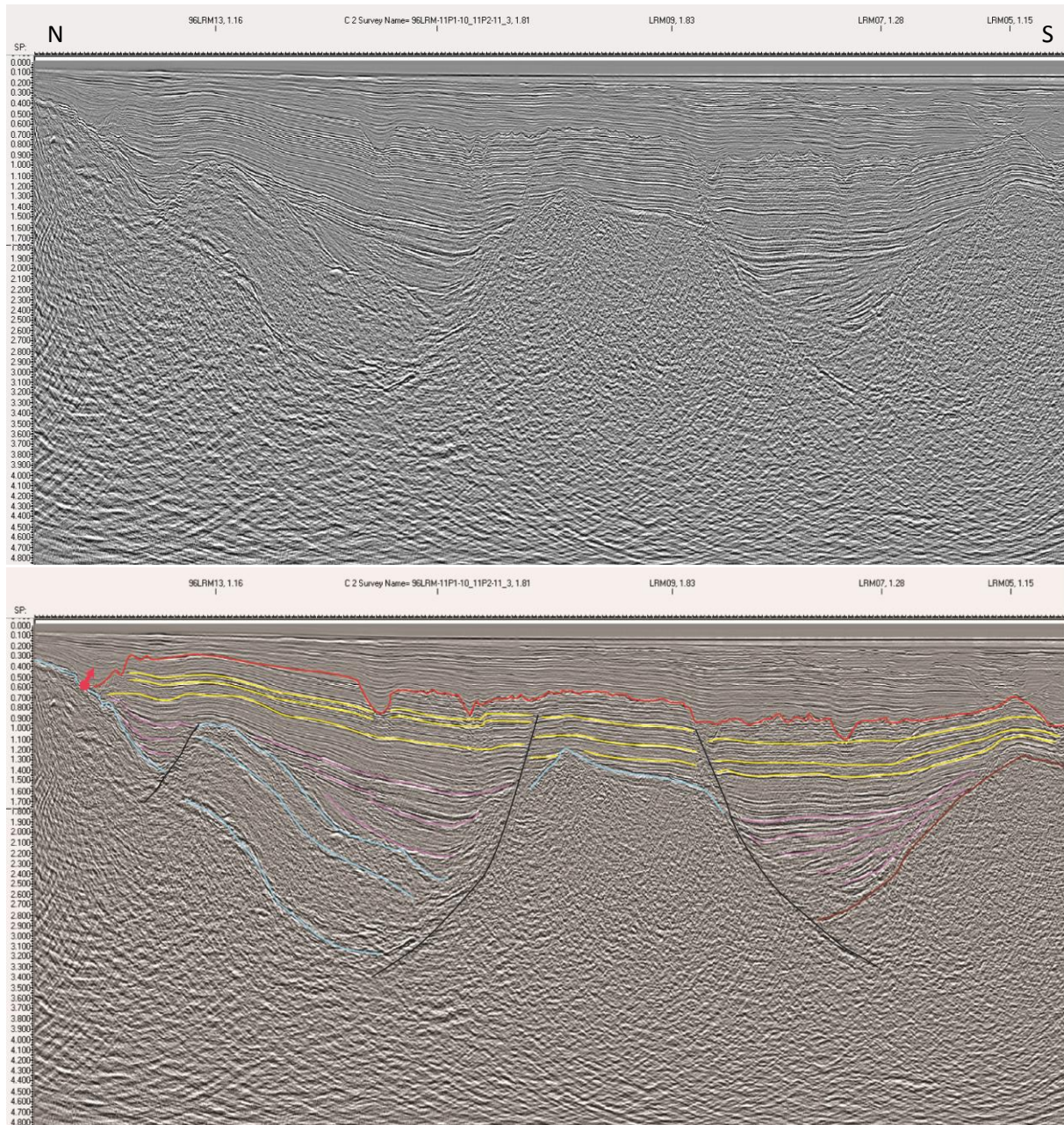


Figure 4.35: Profil 96LMR-32 (position voir figure1) d'orientation NS situé au Sud de Sète, montrant une partie de la structure de la marge du Golfe du Lion. Sur ce profil, dans sa partie Nord, la MES tronque les réflecteurs de la série Miocène (en jaune) et atteint le Jurassique (réflecteur bleu). A cet endroit, la géométrie verticale de la MES évoque une morphologie de canyon comblée par des sédiments plio-quaternaires.

Le reste des écoulements de surface localisés au niveau des bassins imperméables s'organise en fonction de la MES. Sur la carte d'isohypse du mur de l'incision messinienne du bassin de l'Hérault et du Causse d'Aumelas (fig 4.36) on remarque que les paléo-canyons de l'Hérault et de l'Orb, mais aussi des canyons plus petits se forment au débouché des bassins versant à substratum imperméable. En effet l'Hérault et l'Orb drainent les bassins de Lodève, du massif du Carroux et de la Montagne Noire, mais on observe sur la figure 4.36, d'autres morphologies de paléo-canyons dont l'un s'engouffre en direction de Mèze et l'autre entre l'île de Sète et Balaruc-les-bains en direction respective des bassins de Villeveyrac (détritiques et marnes Crétacé terminal) et de Gigan (marnes Miocène). Ces bassins composés de sédiments imperméables constituent des petits sous-bassins

versants, qui organisent leurs écoulements aériens branchés sur la MES, de manière perchée par rapport aux écoulements karstiques souterrains.

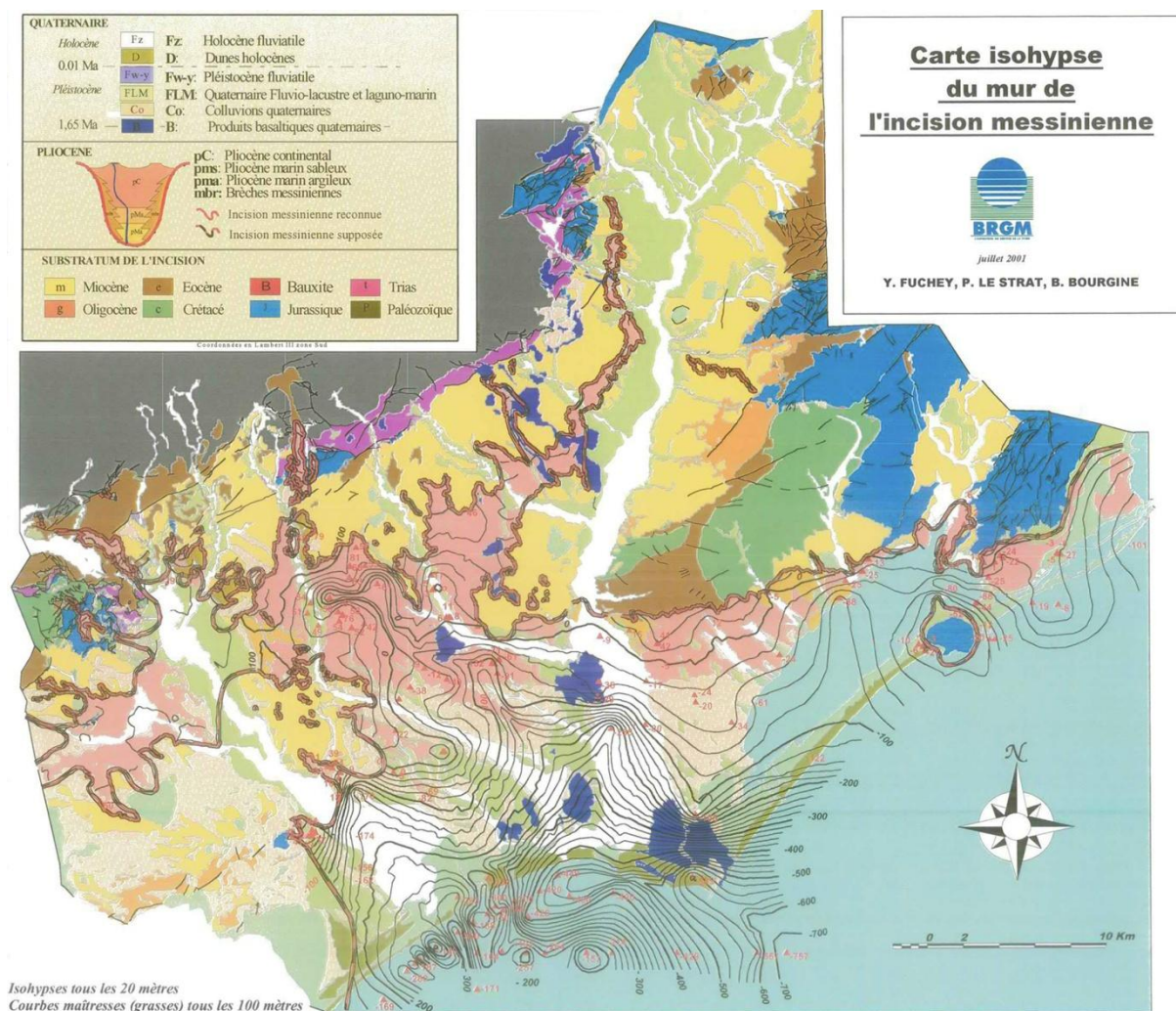


Figure 4.36 : Carte des isohypse du mur de l'incision messinienne dans le bassin de l'Hérault et l'étang de Thau, réalisée par Fuchey et al., 2001.

Afin d'avoir une vision globale à l'échelle régionale et afin de comprendre le système karstique amont, notamment le système de l'Hérault, il est nécessaire d'aborder une réflexion englobant des zones extérieures au modèle.

A l'Ouest du modèle, dans le bassin de l'Hérault, le chevauchement de Montpellier subit une virgation vers le SW, qui le fait traverser et disparaître sous le bassin, recouvert par les formations syn et post rift. Au sein du chevauchement, la formation du Lias marneux s'approfondit vers le Sud Ouest (Maerten et Séranne, 1995). Ainsi, le Lias marneux s'approfondit le long de la rampe latérale du chevauchement de Montpellier et n'influe pas sur le niveau de base messinien (Maerten et Séranne, 1995). De plus la virgation du chevauchement provoque une déviation des structures qui deviennent parallèles au sens d'écoulement dans le bassin de l'Hérault. Le Lias marneux ne s'oppose pas aux écoulements, il devient une barrière latérale, et les canalise du Nord vers le Sud.

A l'ouest et au Sud-ouest du chevauchement de Montpellier, c'est une géométrie sédimentaire et tectonique d'un autre ordre qui vient interférer sur les paléo-écoulements messiniens. Le dépôt centre des sédiments, pour l'essentiel Oligocène à Miocène, atteint 1600m

dans la partie Nord du bassin et 1200m dans la partie Sud (Serrano & Hanot, 2005; Maerten & Seranne, 1995). De la même manière qu'à l'Est de la faille de la Mosson, le bassin de l'Hérault forme une barrière aux écoulements souterrains qui pourrait venir du Nord (Audra et al, 2004). Il se forme alors un réseau fluvatile perché drainant les parties amonts, représenté par le paléo-Hérault (Brosson & Gauthier, 2004), et le paléo-Orb (fig 4.36). Cette barrière sédimentaire est très bien illustré par le profil H84_D, interprété dans le chapitre III (fig 3.19), où le toit du Jurassique est situé à -1700 m de profondeur au niveau de la synforme rogancienne (fig 4.37).

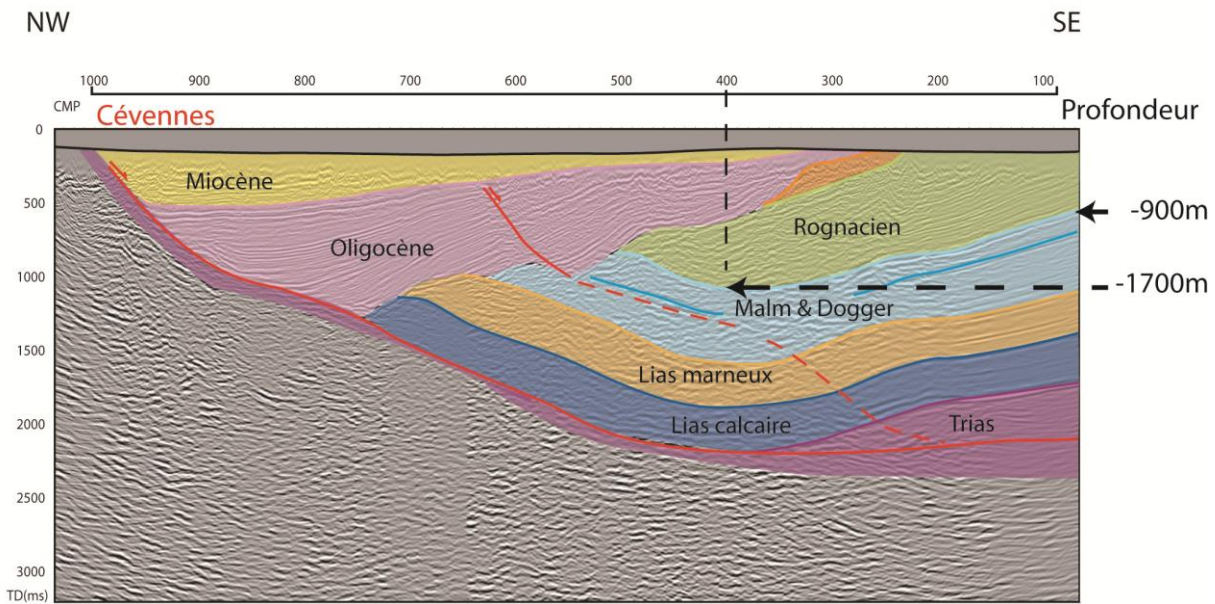


Figure 4.37: Profil H84_D interprété, situé dans le bassin de l'Hérault, d'orientation NW-SE (localisation, figure 4.40). Au niveaux des CMP 400 et 67, le toit du Malm est estimé respectivement à -1700 m et -900m (grâce aux vitesses de stack). Les dépôts rognaciens et oligocènes, forment alors une barrière NW-SE aux écoulement à travers le bassin de l'Hérault.

Concernant une karstification profonde du bassin de l'Hérault, les dépôts centres étant situés à l'Ouest du bassin de l'Hérault, il n'est pas à exclure qu'une fenêtre hydrogéologique puisse se développer au sein des carbonates sous couverture le long du chevauchement de Montpellier, au niveau du bord Est du bassin de l'Hérault. De plus, on trouve dans les forages de Pezenas, Catillone et Castelnau des karsts profonds remplis d'eaux (> 600m de profondeur) dont la composition est à rapprocher au système hydrogéologique du causse d'Aumelas (Dorfliger et al., 2001), semblant indiquer un paléo-écoulement NE vers le SW. Mais pour qu'un tel écoulement se mette en place, provoquant une karstification messinienne, le système a besoin d'un exutoire en aval. Pour envisager une karstification souterraine profonde sous couverture dans le bassin de l'Hérault, connectée en aval de la côte actuelle à la surface d'incision messinienne, il faut chercher en mer des formations jurassiques misent à l'affleurement par troncature de l'érosion messinienne.

En mer, la couverture Miocène est très importante et s'épaissit vers le Sud. En revanche, au Sud d'Agde, il existe un haut fond jurassique, ayant la forme d'une presqu'île qui n'est pas entièrement recouvert de sédiments miocènes (fig 4.38).

De plus, ce haut fond possède des caractéristiques karstiques qui s'expriment sous la forme de dolines (Lofi & al, 2012). La profondeur maximale de ces structures se trouve à plus de 1000m de profondeur sous le niveau marin actuel (fig 7.39).

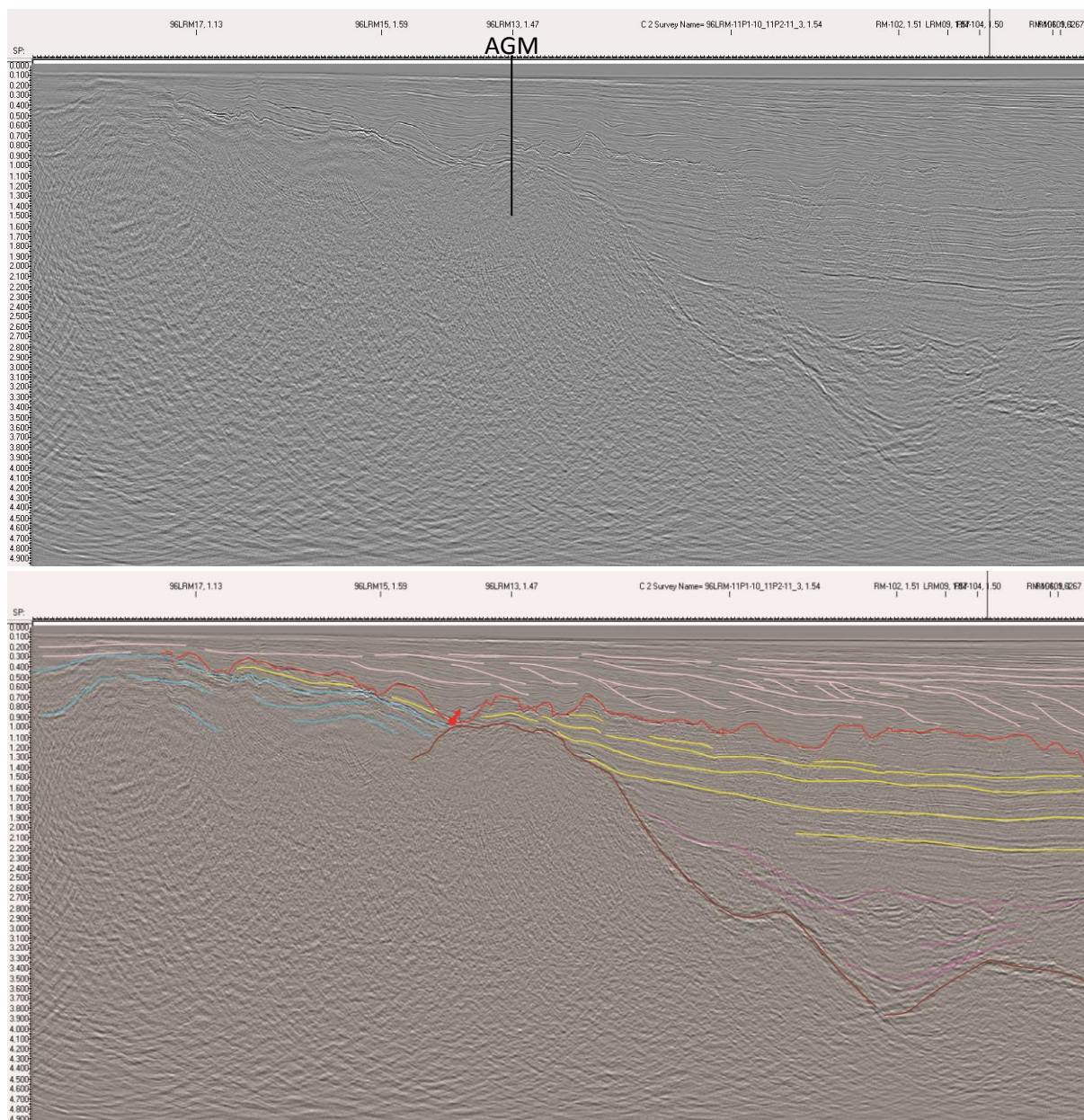


Figure 4.38: Profil 96LMR-22 d'orientation NS, situé au Sud d'Agde (voir figure 1). Le faciès des réflecteurs rend la limite carbonate-socle visible sur ce profil. Il est confirmé par la présence du forage Agde Maritime (AGM) à proximité projeté sur le profil. La surface d'érosion messinienne tronque les dépôts miocènes dans la partie Sud et entaille par endroit cette couverture pour se perdre dans les formations du Jurassique au Nord. A la limite calcaire-socle, la MES atteint le Jurassique au sein d'une forme en U. Le fond de cette la morphologie évoquant un canyon se trouve à 950 ms (temps double). Avec une vitesse moyenne de 1500m/s dans l'eau et de 2200m/s au sein du plioquaternaire (Roure et al, 2009), l'exutoire du système karstique de la région se trouverait à une cote moyenne de -1000m NGF.

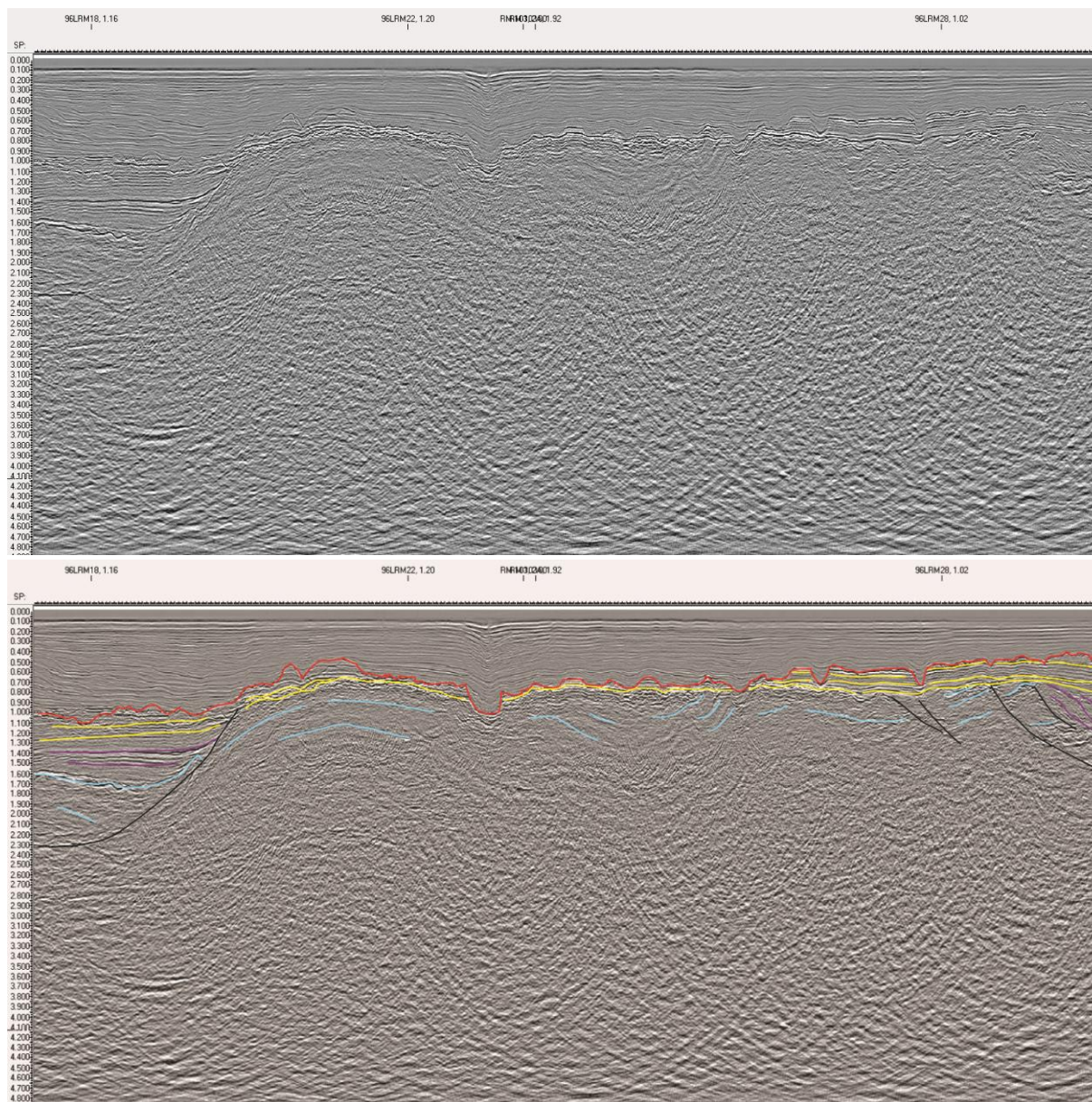


Figure 4.39: Profil 96LMR-15 d'orientation EW, situé au Sud d'Agde (voir figure 1). Il montre plusieurs structures karstiques se développant à l'interface entre l'incision messinienne et le substratum calcaire du Jurassique, interprétés comme des doline (Lofi et al, 2012). Le fond de la méga-doline se trouve à 1000 ms (temps double). Avec une vitesse moyenne de 1500m/s dans l'eau et de 2200m/s au sein du plioquaternaire (Roure et al, 2009), la doline atteindrait une profondeur de -1065m NGF.

Le fonctionnement de ce karst anté-Pliocène est probablement messinien et constitue sans doute l'aval du système karstique de la région car il constitue le dernier lambeau de Jurassique de la marge pouvant être connecté au système amont languedocien. Dans ce cas, il est probable que ce haut fond jurassique draine au messinien, un immense système karstique à terre, allant de la Clape au Sud-Est, jusque dans les Garrigues Nord-Est montpellieraines, en passant par le système Hérault et le Causse d'Aumelas (fig 4.40).

En résumé, au Messinien, la région montre un fonctionnement hydrogéologique à deux étages (fig 4.40).

- un premier niveau de surface, qui peut être tracé par la MES sur les terrains imperméables et caractérisé par un réseau fluvial qui semble essentiellement drainer les bassins versants eux-mêmes à substratum imperméable (Lodève, Gigean, Hérault, Villeveyrac).
- un deuxième niveau, en profondeur, conditionné par les paléo-exutoires en aval et la complexité structurale de la zone d'étude formant plusieurs directions de paléo-écoulements au sein d'une fenêtre hydrogéologique qu'on peut situer entre le bassin de l'Hérault et la faille de la Mosson. Ces écoulements peuvent être décrits comme suit:

- Le chevauchement de Montpellier, principal acteur dans la répartition des écoulements, est à l'origine de la formation d'un karst barré dans sa partie à l'Est de la faille de la Mosson à la fois due à la remontée du Lias marneux mais aussi à la présence du bassin oligocène de Montpellier plus au Sud. Dans sa partie à l'ouest de la faille de la Mosson, le chevauchement constitue un dôme piézométrique contrôlé par la position du Lias marneux qui induit un potentiel hydraulique en direction du Sud (sur son flanc Sud - Causse d'Aumelas) et vers le Nord (sur son flanc Nord). Ces écoulements en direction du Nord, sont rapidement déviés vers l'Ouest, puis vers le Sud dans le bassin de l'Hérault, afin de contourner ce dôme de Lias marneux.

- Les écoulements souterrains du bassin de l'Hérault sont à nouveau détournés vers l'Est en direction de la partie Est du bassin de Villeveyrac et rejoignent les écoulements en provenance du Causse d'Aumelas. En effet, le profil H84_D (fig.4.37, position sur fig 4.40), présente la structure synclinale de ce bassin déversé dans sa partie Ouest, en direction de la faille des Cévennes, recouvert par une épaisseur importante de sédiments oligo-miocènes, et constituant ainsi, une barrière infranchissable vis-à-vis des écoulements. Une fois dans le synclinal de Villeveyrac, une partie des écoulements sont alors à nouveau redirigés vers l'Ouest en direction du Sud du bassin de l'Hérault et vers le paléo-exutoire au large d'Agde, l'autre partie suit globalement un trajet Nord-Sud en direction du système de Thau, et des exutoires plus au Sud -soit au large de Sète (environ -600m), soit en direction de l'exutoire au large de Agde(environ -1000m)-.

- Enfin, contre la faille de la Mosson, s'organisent des écoulements drainés au travers le massif de la Gardiole provenant du horst de Lattes et la zone d'alimentation du chevauchement de Montpellier. L'exutoire de ces écoulements peut se répartir entre l'exutoire au sein du bassin de Maguelone (>-500m) et l'exutoire au large de Sète (-660m).

5. APPLICATION POUR L'EVALUATION DE LA RESSOURCE EN EAU

Deux points essentiels se dégagent de ce travail, concernant la distribution des réservoirs karstiques:

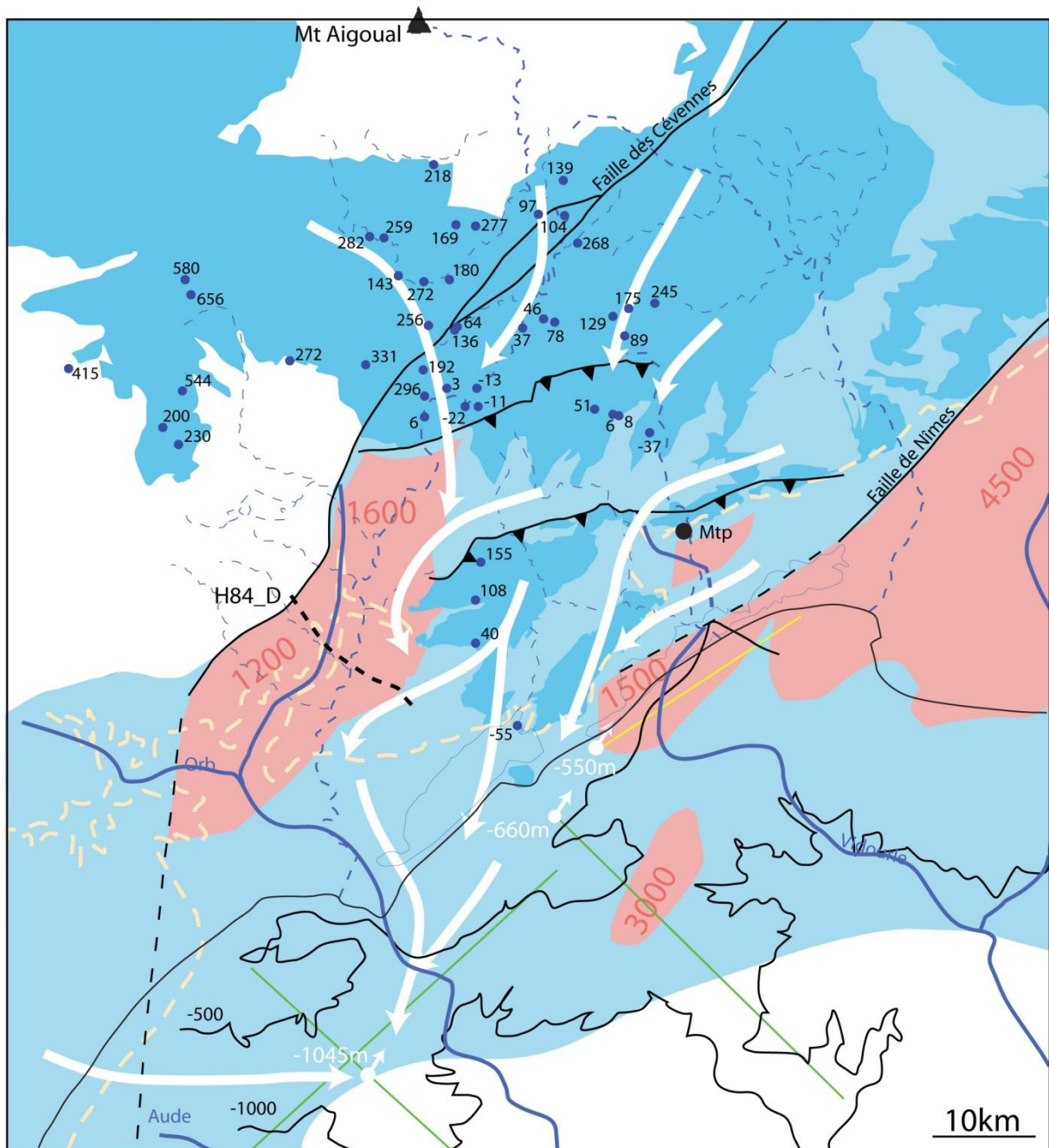


Figure 4.40: Carte synthétique et générale des paléo-écoulements lors de l'abaissement du niveau de base pendant l'évènement de la crise messinienne. Ces écoulements sont contrôlés par les dépôts-centres des bassins syn et post-rift, formant des écoulements organisés en 2 niveaux : i) dans des réseaux souterrains karstiques (en blanc) et ii) en surface sous forme de canyons et de réseaux fluviaux (en bleu).

-> Premièrement, les formations karstifiées par les variations du niveau de base sont principalement le Malm et le Dogger. La présence du Lias marneux au sein des dépôts de la plateforme téthysienne constitue un niveau imperméable qui limite la karstification en profondeur. Cette formation ayant recouvert l'ensemble du Languedoc jusqu'à atteindre des épaisseurs localement supérieure à 1000m, elle constitue un niveau infranchissable par les écoulements et la karstification. De cette observation, on en déduit que le Lias calcaire, malgré les déformations subies tout comme le reste de la plateforme (plissement, chevauchement), n'a pu être affecté par une karstification en relation avec les variations du niveau de base, aussi importante soient-elle.

En revanche, le Lias calcaire présente parfois une karstification prononcée, illustrée notamment dans les forages pétroliers au Sud du bassin de l'Hérault (MontBlanc1 et Valensac). Cette karstification pourrait en revanche être le résultat d'un processus de karstification hypogène. De plus, le Sud du Languedoc montpelliérain présente un fort potentiel hydrothermal (Balaruc-les-Bains) à mettre en relation avec cette karstification hypogène. Les eaux contenues dans les formations du Lias calcaire sont minéralisées et salées, parfois jusqu'à plus de 4g/l la rendant impropre à la consommation. En revanche, cette eau signalée comme artésienne dans les rapports de fin de sondage des forages au Sud du bassin de l'Hérault, pourrait présenter un potentiel géothermique intéressant.

-> Deuxièmement, la distribution des réservoirs actuels au sein des formations du Malm et du Dogger, est principalement héritée de deux périodes de karstification qui se déroulent pendant l'évènement messinien et pendant le Paléocène.

Les réservoirs hérités du Messinien

L'organisation des paléo-écoulements messiniens en 3D, déduite de la réflexion sur la chute du niveau de base, est contrôlée en amont par la géométrie des massifs carbonatés et en aval par la position des paléo-exutoires potentiels. On a pu mettre ainsi en évidence une fenêtre hydrogéologique préférentielle par laquelle les écoulements venant de l'arrière pays sont acheminés à l'exutoire. Cette fenêtre se situe entre le bassin de l'Hérault et la faille de la Mosson, qui constituent ses limites d'extension latérales. Sa limite inférieure est contrôlée au Sud par la position des paléo-exutoires messiniens (compris entre -500m au niveau du bassin de Maguelone et -1000m NGF au large de Agde), puis par la position du Lias marneux (jusqu'à +200m NGF) au niveau du chevauchement de Montpellier. Le chevauchement constitue le point de contrôle de la propagation du niveau de base pour l'amont de la région.

Cette disposition permet donc au Malm et Dogger d'être profondément karstifiés sur l'ensemble de leur épaisseur sur le hanging-wall du chevauchement de Montpellier. En terme d'évaluation qualitative du positionnement des ressources en eau, les réservoirs potentiels karstiques les plus importants créés par la crise messinienne, sont donc situés dans les régions au Sud du chevauchement, notamment entre le bassin de Villeveyrac et la côte.

Les circulations actuelles dans cette aire, sont d'ailleurs fortement influencées par l'héritage messinien, puisque le rapport BRGM (Dorfliger et al., 2001), rapporte que les eaux profondes des forages de Pézenas et de la Castillonne sont à relier au système hydrogéologique du causse d'Aumelas. Les forages de Castelnau2, Pez1,2 et 3 débitent une eau artésienne sulfatée magnésienne (selon les rapport de fin de sondage), voisine de l'eau des carrières de bauxite de Villeveyrac ; donc l'origine du magnésium serait liée à la dissolution des dolomies du causse d'Aumelas. Cette circulation actuelle des écoulements souterrains ENE-WSW et NS dans la partie supérieure de l'aquifère est mise en évidence par les paléo-écoulements messiniens et pourrait expliquer qu'une partie de l'eau de surface du Causse d'Aumelas s'infilte et soit mise en charge dans le bassin de Villeveyrac.

Ces réservoirs s'étendent en mer jusqu'aux niveaux des exutoires situés jusqu'à plus de 10km de la côte au large d'Agde. Ils sont recouverts par une épaisse couche de sédiments miocènes et plio-quaternaires, dont la composition argilo-sableuse leur confère une caractéristique de couverture imperméable, qui leur permet d'isoler les aquifères contenus dans ces massifs carbonatés karstifiés.

On peut distinguer deux éventuelles configurations pour ces aquifères côtiers selon (Fleury et al., 2012):

- des aquifères littoraux à karstification bien développée, partiellement ouverts sur le milieu marin, situés au Sud de la Gardiole et de Sète qui présentent des résurgences d'eau douce, dans l'étang de Thau notamment (source de la Vise)
- des aquifères littoraux à karstification bien développée, complètement isolés du milieu marin, situés au large de Agde.

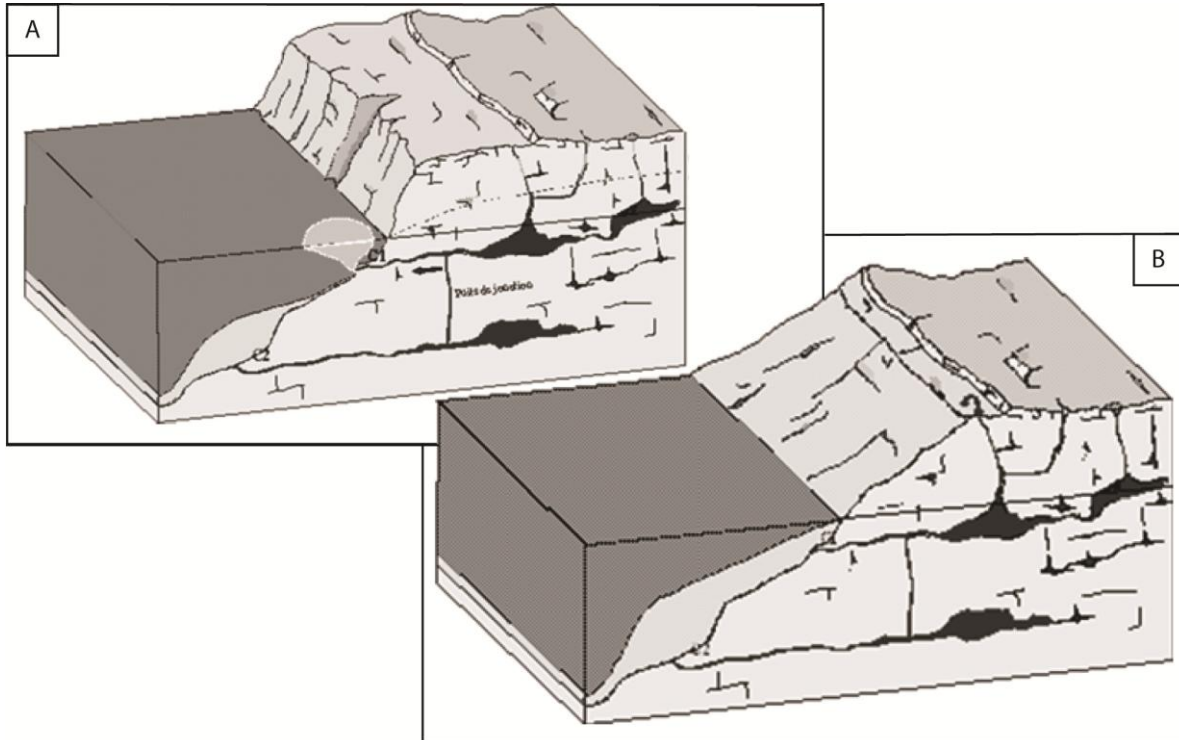


Figure 4.41: Représentation du type d'aquifères littoraux selon Fleury et al., 2012. A) aquifère littoral à karstification bien développée partiellement ouvert sur le milieu marin, B) aquifère littoral à karstification bien développée complètement isolé du milieu marin.

La karstification causées par les chutes eustatiques du Plio-quaternaire de l'ordre de -120m, non étudiée lors de ce travail, intensifie la karstification initiée au Messinien. Cette karstification devrait être effective sur les mêmes ensembles géographiques affectés par la crise messinienne, dans une tranche d'épaisseur de massifs carbonatés moindre que lors du Messinien.

Les réservoirs hérités du Paléocène

L'interpolation du niveau de base au Paléocène lors de la restauration permet de mettre en évidence une épaisseur importante de massifs karstifiés, située juste au nord du chevauchement de Montpellier, qui se réduit ensuite vers l'amont, mais reste relativement conséquente, puisque les variations du niveau de base au Paléocène, créent une karstification supérieure à 350m dans la zone de Ganges.

Cette karstification paléocène est visible et reconnaissable au Nord grâce aux remplissages sédimentaires qui fossilisent le karst. Une partie de ce karst paléocène est donc colmatée dans la région de Ganges, lors du ré-ennoyage marin paléocène, mais sans doute aussi en partie lors d'autres variations du niveau de base (Eocène et Miocène).

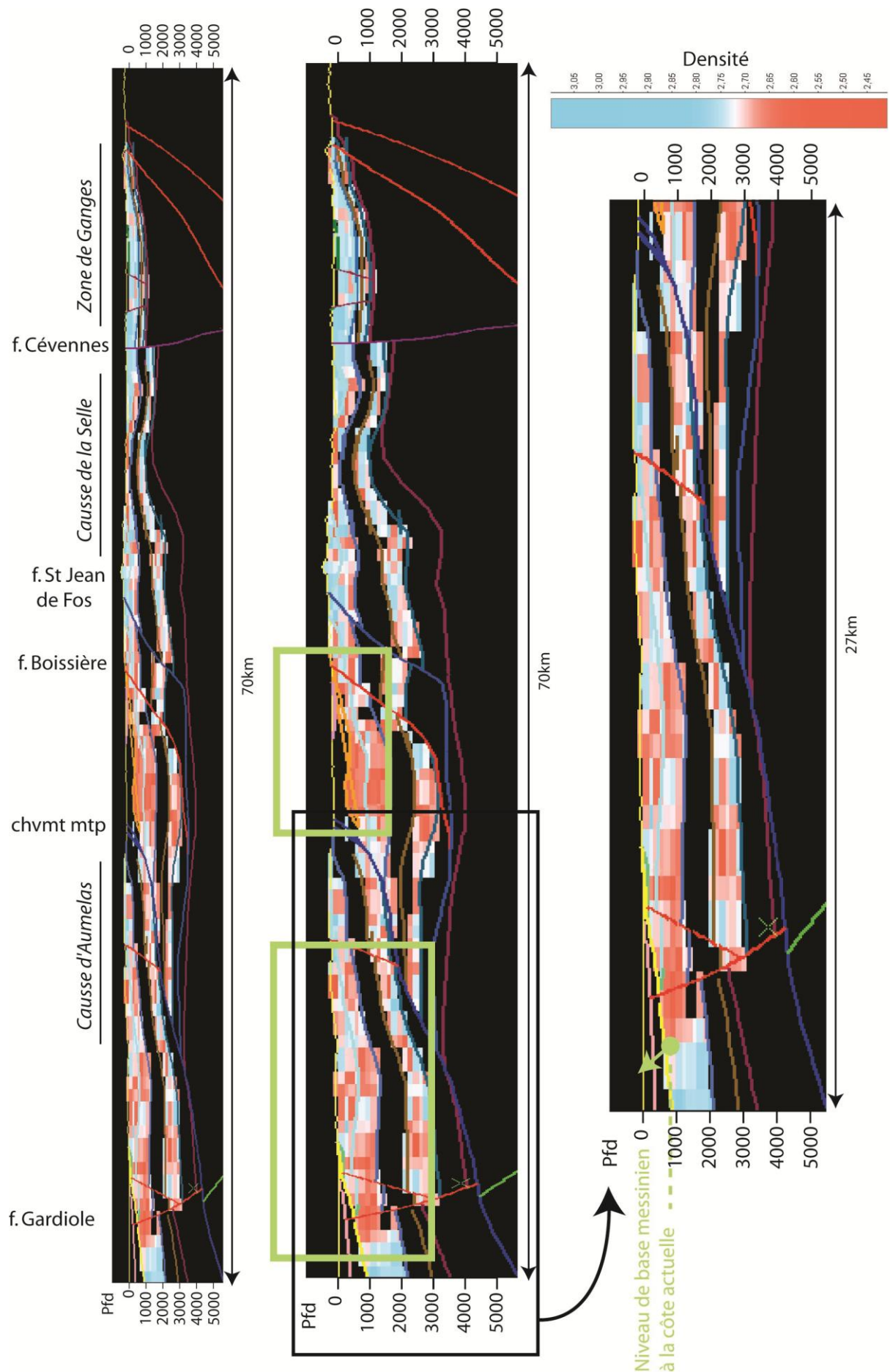
En revanche plus au Sud, entre le chevauchement de Montpellier et le chevauchement du Pic Saint Loup/anticlinal de Viols-le-Fort, la karstification acquise lors de l'évènement paléocène, se trouve sous le niveau de base depuis la fin de la mise en place du chevauchement de Montpellier et apparaît scellée par les brèches du Vitrollien, suivie d'une épaisseur importante de sédiments éocènes. Il est donc fort probable que la karstification paléocène, à cet endroit, restée sous le niveau de base, n'ait pas été colmatée et constitue un réservoir potentiellement profond et important.

Cette aire déjà évaluée et assimilée à une importante réserve d'eau, puisqu'elle alimente la source du Lez, a donc été le siège d'une karstification profonde au Paléocène, conditionnant en grande partie, les propriétés de ce réservoir, puis a subi une seconde période de karstification au Messinien. Cette seconde karstification messinienne, de moindre amplitude dans cette aire qu'au Sud du chevauchement de Montpellier, a sans doute réemprunté des réseaux paléocènes et intensifié la karstification acquise au Paléocène, sur une épaisseur de massif plus superficielle.

Afin d'appuyer ces résultats, la figure 4.42 présente la distribution des densités des formations carbonatées, tirée de l'inversion gravimétrique du modèle géologique 3D, sur la coupe générale NS. On remarque, que les zones les moins denses (en rouge) sont situées au niveau des zones à priori les plus karstifiées : dans le hanging-wall du chevauchement de Montpellier et dans la zone en avant du chevauchement. Dans la partie la plus méridionale de la coupe, située au Sud de la faille de la Gardiole, on remarque une distribution particulière des densités : une zone de plus faible densité distribuée au-dessus d'une profondeur de presque 1000m, et une densité encore plus faible en dessous. Si la majeure partie de la karstification affectant cette zone est causée par l'évènement messinien, et que la distribution de la densité est fonction de la karstification, on remarque que cette distribution s'organise de part et d'autre d'un horizon plan qui pourrait correspondre au niveau de base messinien branché sur des exutoires, évalué à une altitude de -1000m NGF.

Enfin, toujours en supposant que la répartition de la densité des formations carbonatées est fonction de la distribution de la karstification, on remarque que l'amont de la coupe est en général, moins karstifié que l'aval. Pour expliquer ce phénomène, on peut émettre l'hypothèse que la karstification des zones amont est en partie colmatée, ou bien encore, que ces zones ont été karstifiées de manière moins poussée.

Figure 4.42: Distribution des voxels représentant la distribution de la densité donnée par l'inversion gravimétrique du modèle géologique (voir chapitre III, 4), traversé par la coupe n°1 extraite du *GéoModeller*. Si la répartition de la densité des roches carbonatées est influencée par la densité, alors plus une formation est karstifiée, moins elle est dense et inversement. La coupe n°1, montre deux principales zones moins denses (couleur rouge), qui pourrait être reliées à une intense karstification dans les formations du Malm et du Dogger: 1) au Sud du chevauchement de Montpellier et 2) entre le chevauchement de Montpellier et la faille de Saint-Jean-de-Fos. Ces deux ensembles à plus faible densité correspondent aux zones précédemment mises en évidence comme les plus fortement karstifiées, par les processus de variation du niveau de base. On remarque qu'au Sud du chevauchement de Montpellier, dans la partie la plus aval de la coupe, la distribution de la densité semble indiquer une zone fortement karstifiée situé au-dessus de 1000m et une zone moins dense en dessous. Cette disposition permet de suggérer la position éventuelle du paléo-niveau de base messinien.



CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES



Source de la Vise , Etang de Thau.

1. RAPPEL DES OBJECTIFS

Les massifs carbonatés du Languedoc ont subi une histoire géologique post-dépôt complexe qui comprend une succession d'émersions, résultant en une intense karstification polyphasée. Le principal moteur de karstification est causé par les variations du niveau de base dont l'évolution est fonction de deux facteurs: les variations eustatiques et les mouvements tectoniques liés à la géodynamique.

L'objectif de ce travail était de développer une méthode prédictive permettant d'estimer la distribution actuelle et l'état des massifs carbonatés karstifiés dans le Languedoc montpelliérain. La méthodologie développée pour atteindre cet objectif s'articule en trois grandes étapes:

La caractérisation géologique des épisodes successifs de karstification par:

- l'analyse sédimentaire des remplissages karstiques afin de caractériser et dater la formation du karst et son comblement.
- la reconnaissance et la distinction des paléokarsts, afin d'individualiser les épisodes de karstification et de quantifier les variations du niveau de base responsables de leur formation.
- la déduction des causes des variations du niveau de base, notamment en terme de géodynamique.

La caractérisation géométrique actuelle du sous-sol par:

- l'interprétation des profils de sismique réflexion de la région d'étude afin de positionner les massifs carbonatés vis-à-vis des formations couvertures.
- la construction d'un modèle géologique 3D, afin d'obtenir une cohérence géologique sur l'ensemble des données de la zone d'étude (données de cartographie, de forage et de sismique réflexion), ainsi que la possibilité d'extraire des coupes dans toutes les directions.

L'évolution de la karstification dans le temps par:

- la restauration tectonique de coupes extraites du modèle géologique 3D, sur lesquelles sont projetées les données paléokarstiques, afin de restaurer le profil amont-aval au cours du temps et ainsi d'évaluer l'épaisseur de karstification potentielle pour chaque épisode de karstification.
- la superposition de la position du niveau de base pour chaque étape de karstification, afin de déduire i) la zonation de l'intensité de karstification cumulée, ii) les périodes et les zones de ré-emprunt d'anciens réseaux.
- identifier les paléo-écoulements pour mieux comprendre le fonctionnement karstique actuel hérité de la succession de ces anciennes phases de karstification.

2. SYNTHÈSE DES RESULTATS

Les résultats obtenus lors des trois étapes de la méthodologie, appartiennent à des domaines scientifiques et fondamentaux ou bien répondent à des questions plus appliquées.

La caractérisation géologique des épisodes successifs de karstification a montré que le karst enregistre l'histoire géologique post-dépôt de la plate-forme carbonatée par l'intermédiaire des sédiments piégés lors de la destruction partielle de l'archive sédimentaire carbonatée, causée par la karstification lors de son émergence. On bénéficie ainsi d'informations pour des périodes non documentées par l'enregistrement stratigraphique, voire même correspondant à des périodes de destruction d'information par érosion.

Grâce à la reconnaissance des marqueurs de la karstification et des faciès de remplissage, nous avons distingué trois paléokarsts avec des caractéristiques distinctes :

Le paléokarst des bauxites

Facilement reconnaissable par son remplissage bauxitique, ce paléokarst est le résultat d'une karstification de type endokarstique précédant le dépôt des bauxites, suivie d'une cryptokarstification post-dépôt, sous la couverture bauxitique. Ce dernier type d'altération provoque le soutirage de la couverture bauxitique en profondeur, ce qui colmate le réservoir en le créant.

En Languedoc et sur le sud du Massif Central, la karstification anté-bauxite débute au Barrémien (arrière-pays de la plateforme récifale Urgonienne) et l'épisode bauxitique s'achève au Vraconien (Albien supérieur). Les nouvelles datations dans le bassin de Villeveyrac, permettent de réduire la période bauxitique, dont la fin était jusque là estimée au Turono-Coniacien.

L'étude des différents gisements de bauxites liés à leur environnement de dépôts, resitués dans le cadre géodynamique de la région, permet de reconstruire le paléo-profil languedocien avec un amont au Nord et un aval au Sud, au temps de la mise en place des bauxites. On peut donc repositionner le paléo-niveau de base au sein de profils, en fonction d'un amont surélevé (plusieurs centaines à un millier de mètres) dans le Massif Central et un aval resté très proche du niveau de la mer.

Les causes géodynamiques à l'origine de la formation du paléokarst à bauxite sont l'émergence du bombement de l'Isthme Durancien, pour lequel on distingue deux phases. D'abord caractérisé par un soulèvement de grande longueur d'onde et une amplitude modérée, favorable à la karstification et la latérisation *in situ* au Barrémien, il est suivi d'une surrection rapide et d'amplitude plus importante (kilométrique) afin de décaper les cuirasses latéritiques en amont et de déposer les bauxites détritiques à l'aval, pendant l'Aptien-Albien.

Le paléokarst à remplissage marin paléocène

Le paléokarst à remplissage marin paléocène est longtemps resté méconnu, car il est difficile à identifier et à dater, du fait d'un faciès peu caractéristique et d'un maigre contenu paléontologique. En revanche, ce paléokarst semble être le témoin d'une karstification de grande ampleur qui a affecté l'ensemble du Languedoc et au-delà, depuis les Pyrénées occidentales jusqu'en Provence. Les résidus marins fossilisent des formes endokarstiques se retrouvent dans la matrice de brèches déposées en domaine marin et permettent d'identifier l'amont et l'aval du système karstique. En amont de ce système karstique, au niveau de la zone de Ganges, les variations du niveau de base responsable de la formation du karst et de son colmatage sont supérieures à 350m. Cette valeur

n'étant corrélable ni avec les variations eustatiques, ni avec la géodynamique de la région à cette époque, l'hypothèse proposée pour expliquer l'existence de ce paléokarst est la formation d'un bassin endoréique à seuil, soumis à des épisodes d'assèchement et d'ennoiement. Cette succession d'épisodes marins, mise en évidence par le contenu paléontologique, se corrèle avec les hauts niveaux eustatiques du Paléocène inférieur, responsables de la submersion du seuil du bassin endoréique.

Le paléokarst Miocène à remplissage cévenol

Ce paléokarst se distingue par un assemblage sédimentaire caractéristique qui signe une source nord-cévenole, après l'effondrement de la chaîne pyrénéenne et l'ouverture du Golfe du Lion au Sud. Cette réorganisation des écoulements donne lieu à des vallées aujourd'hui perchées et incisées par des canyons dont les exutoires se situent en bordure du bassin de l'Hérault. Ces exutoires sont identifiés par des dépôts de cordon littoral burdigaliens remaniant les clastes cévenols. La formation de ce paléokarst résulte d'un abaissement du niveau de base, provoquant l'abandon des paléosurfaces connectées au cordon littoral burdigalien et l'incision des canyons. L'incision de ces canyons peut atteindre 400m, qui ne peut être expliquée par les variations eustatiques. De plus, l'incision affectant les versants atlantiques exclut une origine messinienne. Le paléokarst miocène résulte d'une surrection d'âge Serravalien-Tortonien centrée sur le sud du Massif Central. La cause géodynamique à l'origine de cette surrection reste discutée : changement de cinématique de l'ouverture en Méditerranée nord-occidentale ou mouvements mantelliques marqués par le volcanisme observé dans la région.

Ces résultats suggèrent que les amplitudes de karstification dépendent de l'origine de l'abaissement du niveau de base. Il apparaît que les amplitudes maximales de karstification sont atteintes pour des causes géodynamiques, que ce soit par surrection (paléokarst des bauxites et du paléokarst à remplissage cévenol) ou par formation de bassin endoréique dont le seuil est contrôlé par la tectonique (paléokarst messinien et paléokarst à remplissage marin paléocène). Les variations eustatiques, permettent quant à elles des abaissements du niveau de base d'une centaine de mètres au maximum lors du Pléistocène, et au niveau de la côte. L'amplitude de la karstification dans les zones amont est forcément réduite. Cet élément est masqué par le fait que les karsts actifs au Pléistocène réactivent les réseaux anciens hérités des paléokarsts qui se sont superposés depuis le Crétacé.

La caractérisation géométrique actuelle du sous sol dans le Languedoc montpelliérain a permis de mieux contraindre les structures et l'histoire géologique de cette région.

L'interprétation des profils de sismique réflexion retraités a confirmé le style tectonique de décollement de couverture pour la partie nord montpelliéraine. Sous le bassin de l'Hérault, on a pu mettre en évidence des structures compressives pyrénéennes en partie réactivées en failles normales à l'Oligocène. L'héritage hercynien et les épaisseurs variables de sédiments téthysiens semblent avoir déterminé le style tectonique. Dans la partie sud montpelliéraine, l'absence de profils sismiques est compensée par les données de gravimétrie et de forage. La répartition des bauxites par rapport au Néocomien nous permet d'émettre des hypothèses sur la présence du Horst de Lattes à l'Est de la faille de la Mosson, en continuité avec la Gardiole, séparant les bassins oligo-miocènes de Montpellier et de Maguelone. La compilation des données de gravimétrie, nous amène à tracer la faille de Nîmes au niveau de la limite sud du horst de Lattes, sous les étangs palavasiens.

Les applications de ces résultats relèvent de la modélisation 3D de la région.

La construction du modèle géologique 3D a contribué à homogénéiser les données d'entrées et de corriger les données interprétées incohérentes. Une fois le modèle 3D cohérent et honorant les données d'entrées, il permet de visualiser les formations en 3D, la position actuelle des massifs carbonatés, y compris sous couverture, ainsi que d'extraire des coupes dans toutes les directions.

La construction du modèle géologique 3D de la région montpelliéraine, peut être intégrée dans la mise en place du Référentiel Géologique de France, le programme de cartographie 3D développé par le BRGM.

En termes d'applications hydrogéologiques, le modèle géologique permet de contraindre la géométrie actuelle des massifs carbonatés et leur connectivité. Cependant, cette application prometteuse reste à l'état de perspective dans le cadre de cette thèse.

L'évolution de la karstification dans le temps découle de la compilation des deux premières étapes et permet d'aborder la problématique initiale : la répartition des massifs carbonatés et leur état de karstification. Bien qu'abordé seulement en deux dimensions, par la restauration d'une coupe générale, on a pu améliorer la technique de restauration en utilisant les contraintes apportées par les données paléokarstiques.

Les positions actuelle et restaurée des paléo-niveaux de base constituent des points de repère pour la restauration tectonique et posent des jalons entre les étapes de déformation, notamment pour approcher les volumes disparus par érosion. La restauration permet de suivre l'évolution du niveau de base, à chaque étape de karstification, sur l'ensemble du profil amont-aval.

Les applications hydrogéologiques sont multiples et seulement évoquées à ce stade. En compilant les épaisseurs karstifiées associées au gradient, on peut évaluer une intensité de karstification (réservoirs) ainsi que les périodes et les zones favorables au décolmatage et au ré-emprunt d'anciens réseaux (hydrogéologie).

La restauration du paléo-niveau de base au Paléocène a montré que dans la zone comprise entre le chevauchement de Montpellier et le Pic Saint Loup, il se trouvait à 900m sous la surface, ce qui donne l'amplitude de la karstification du Jurassique supérieur dans le panneau du karst du Lez et ainsi, une évaluation de la dimension du réservoir karstique associé.

On a reconstitué en 3D les paléo-écoulements messiniens à travers les massifs carbonatés en fonction des connectivités et des formations couvertures, dans la disposition actuelle car cette étape ne nécessite pas de restauration. On a pu mettre en évidence le rôle de barrage hydraulique vis-à-vis des écoulements du chevauchement de Montpellier, qui place le niveau de base au toit du Lias marneux remonté par le chevauchement. Dans le bassin de l'Hérault, les écoulements souterrains karstiques venant du Nord sont bloqués par les sédiments des bassins oligo-miocènes. Ils sont déviés vers l'Est en direction du Causse d'Aumelas, passent sous le bassin de Villeveyrac et rejoignent des exutoires qui semblent s'exprimer sous forme de paléo-canyons à la limite couverture mésozoïque-socle paléozoïque sur la marge du Golfe du Lion.

Ces exutoires potentiels du système karstique messinien se situent jusqu'à 1000m sous le niveau marin actuel et sont recouvert d'une épaisse couverture plio-quaternaire. La partie du système karstique *off shore* -étant scellée par une couverture de sédiments imperméables l'isolant de l'invasion de l'eau de mer et toujours reliée en amont au système karstique- pourrait être remplie d'eau douce.

Enfin, l'ensemble des exemples étudiés montre que les karsts deviennent des réservoirs potentiels dans des conditions restrictives. Ils doivent résulter d'un abaissement du niveau de base important de plusieurs centaines de mètres obligatoirement suivi d'une remontée d'amplitude équivalente. Ce dernier point, capital, est démontré par le contre-exemple du karst miocène qui bien que résultant d'un abaissement du niveau de base de plusieurs centaines de mètre par surrection du soubassement de l'arrière-pays, ne constitue qu'un réseau d'alimentation mais pas un réservoir. Ce karst se trouve depuis sa formation en situation élevée, au-dessus du niveau de base. On note que les conditions satisfaisantes pour la constitution de réservoirs correspondent au cas des karsts formés dans des contextes de bassins endoréiques à seuil, tels les karsts du Paléocène inférieur et du Messinien.

Par une étude pluridisciplinaire, l'ensemble de ce travail a permis de répondre à une problématique complexe dont l'enjeu majeur est la compréhension de la mise en place des réservoirs karstiques. En effet, l'intégration de ces disciplines (tectonique, sédimentologie, paléontologie géomorphologie, gravimétrie, modélisation géologique) mises en œuvre dans la méthodologie développée au cours ce travail, permet d'appréhender les nombreux facteurs responsables de la distribution des karsts hérités de processus géologiques complexes et polyphasés. Cette méthodologie, basée sur les variations du niveau de base à travers les massifs carbonatés, est la clef pour estimer la distribution et l'épaisseur karstifiée pendant les époques géologiques successives. Le niveau de base est une surface abstraite, théorique et dynamique. Cet objet immatériel peut être indirectement appréhendé et contraint par cette approche multidisciplinaire en recoupant les informations issues de chaque discipline. Séparées, ces informations apportent rarement des éléments pertinents et déterminants. Cependant, elles génèrent des intuitions qui mènent à l'élaboration d'hypothèses. C'est lorsque toutes les hypothèses issues de différentes disciplines sont cohérentes entre elles, se complètent et abondent dans le même sens, qu'il devient possible de les adopter.

3. PERSPECTIVES

Ce travail a laissé plusieurs axes de recherche de côté et ouvert plusieurs perspectives d'études qu'il serait intéressant de développer.

Lors de la **caractérisation géologique des épisodes successifs de karstification**, nous n'avons pas étudié le paléokarst pyrénéen éocène, qui se forme lors de la mise en place des reliefs de la chaîne pyrénéenne au Sud, des reliefs d'avant-pays des chevauchements de Montpellier et du Pic Saint Loup. Ce paléokarst n'a pas été étudié, car nous ne disposons pas des outils nécessaires à sa caractérisation. Or, il est possible que la karstification entraînée par un nouveau gradient d'écoulement du Sud vers le Nord, associée à des mouvements verticaux rapides et localisés, soit relativement importante. La dénudation significative observée pour cette époque a pu être en partie réalisée par dissolution des carbonates.

Afin d'être plus précis dans la datation du paléokarst à remplissage miocène cévenol, une collaboration avec J.L. Poidevin et J.L. Paquette du laboratoire de Clermont-Ferrand Magma et Volcans, a été lancée afin de tracer la source et l'âge des minéraux volcaniques trouvés dans le remplissage karstique, des cavités de la région de Ganges. Les analyses sont en cours. Ceci pourrait donner des jalons chronologiques très utiles pour un intervalle de temps très mal contraint (Miocène supérieur à Pliocène) et nous apporter de précieuses informations concernant l'incision des canyons et le développement des réseaux karstiques étagés.

Les remplissages sédimentaires paléokarstiques sont souvent accompagnés de cristallisation de calcites, interstratifiée, ou s'injectant dans les fissures et les sédiments. Cette calcite, très abondante sous forme de calcite phréatique de type calcite de blocage ou vadose de type spéléothèmes peut aussi être associée à de la calcite de fluides hypogènes. Il serait intéressant de caractériser ces différents types de calcite et d'en tirer des informations en terme de position par rapport au niveau de base au moment de la cristallisation, en utilisant la technique des inclusions fluides afin de contraindre les températures de mise en place.

La zonation de la karstification observée le long du paléo-profil amont-aval du paléokarst à remplissage marin paléocène n'a été qu'effleurée dans ce travail. Il serait nécessaire de compléter la cartographie des zones de brèches en association avec une analyse des propriétés réservoirs de celles-ci. D'autre part, le rôle des masses bréchiques lors des réutilisations de systèmes karstiques reste à analyser. L'exemple de la brèche d'effondrement miocène remaniant des sédiments marins paléocènes du Mas du Coulet prouve que le ré-emprunt des karstifications antérieures peut se faire sous plusieurs formes, autre que par le décolmatage d'ancien réseaux karstiques.

Nous n'avons pas étudié la karstification par fantômisiation des roches carbonatées (Quinif et al., 1993 ; Vergari & Quinif, 1997 ; Kaufmann & Quinif, 1999), processus significatif, notamment dans la zone des Grands Causses. Ce choix initial s'explique par notre intérêt pour les formes karstiques comme pièges sédimentaires afin d'enregistrer les variations du niveau de base. En effet un fantôme de roche se développe sous le niveau de base et de manière très lente, sans créer de vide. Or lorsqu'un fantôme se retrouve au-dessus du niveau de base, la zone fantômisée est très vite évidée pour laisser place au fonctionnement endokarstique.

Pour la **caractérisation géométrique actuelle du sous-sol** nous avons construit un modèle géologique sur une bande de 30km de large entre les Cévennes et la Méditerranée. Nous avons noté à plusieurs reprises, que l'extension des structures et des systèmes karstiques s'étendait vers l'ouest.

Il faudrait dans un deuxième temps agréger à ce modèle la zone du bassin de l'Hérault, ainsi qu'une partie des Grands Causses, afin de pouvoir analyser le système karstique actuel dans son ensemble.

Enfin, le logiciel de modélisation 3D *GEOMODELLER*, présente un module d'inversion gravimétrique qui nous a permis de proposer quelques perspectives concernant l'évaluation de la karstification par la gravimétrie. Pour vérifier et développer cette hypothèse avec le modèle 3D, il faudrait néanmoins tester la réponse gravimétrique sur un modèle plus petit et mieux documenté en données de densité, et prenant en compte les variations de faciès sédimentaire.

Lors de l'étape d'**évolution de la karstification dans le temps**, nous avons noté que l'enchaînement du *workflow* (interprétation sismique, modélisation 3D et restauration tectonique) entraîne une forte interdépendance de chaque étape. Ainsi, les résultats obtenus à chaque étape permettent de valider ou de corriger l'étape précédente en retour. La restauration met en lumière certaines incohérences et permet donc un retour sur le modèle géologique, lui-même permettant un retour sur l'interprétation sismique des zones mal imagées, ou en terme de conversion temps-profondeur. Dans le cadre de ce travail, la rétro-action à partir de la restauration, n'a été faite que partiellement (dans le cas de la restauration du chevauchement de Montpellier), mais elle permettrait de corriger et d'ajuster les zones les moins contraintes du modèle en terme de données. Cette méthodologie basée sur la restauration tectonique des coupes issues de modèles géologiques 3D constitue une des voies prometteuses pour valider ces géomodèles 3D.

Nous avons effectué une restauration tectonique en 2D, à titre méthodologique. Il faudrait maintenant pouvoir restaurer le modèle 3D avec un logiciel de restauration 3D, comme *Dynel 3D*, et non plus seulement une coupe extraite de ce modèle. Ceci permettrait de répondre aux questions soulevées au cours de la restauration 2D : prise en compte des déformations d'axes différents, prise en compte des décrochements.

La restauration 3D permettrait d'aborder la réflexion sur les paléo-écoulements en 3D, menée dans ce travail seulement pour l'évènement messinien, pour chaque étape de karstification. On obtiendrait ainsi l'évolution de la surface du niveau de base, dans le temps, en trois dimensions, ainsi que la superposition des épaisseurs de karstification, et permettrait de localiser les volumes de massifs carbonatés karstifiés, plus ou moins intensément.

Les résultats préliminaires sur la distribution du paléo-système karstique messinien *off shore* semble montrer la présence d'un potentiel réservoir important d'eau douce au large de Agde et de Sète. Ces suppositions ne seront vérifiées qu'après un forage traversant la couverture Néogène.

-+--+--+--+

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Rencontre silencieuse, Carrière de bauxite de Villeveyrac



- ALABOUVETTE B., F. ARTHAUD, A. BAMBIER, P. FREYTET, H. PALOC (1982). Carte Géologique de la France au 1/50 000. Feuille de Saint Chinian. BRGM, Orléans.
- ALABOUVETTE B., F. ARTHAUD, R. FEIST, R. MEDIONI, R. BROUSSE (1982). Carte Géologique de la France au 1/50 000. Feuille de Lodève. Orléans, BRGM.
- ALABOUVETTE B., C. AZEMA, Y. BODEUR, S. DEBRAND-PASSARD (1984). Le Crétacé supérieur des Causses. *Géologie de la France* 1-2, 67-73.
- ALABOUVETTE B., F. ARTHAUD, Y. BODEUR, H. PALOC, M. SEGURET, P. LE STRAT, P. ELLENBERGER, J.C. MACQUAR, A. COUMOUL (1988). Carte Géologique de la France au 1/50 000. Feuille du Vigan. BRGM, Orléans.
- ALABOUVETTE B. & C. CAVELIER (1984). Languedoc oriental, in Chapitre Paléogène. Synthèse géologique du Sud-Est de la France, in: Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. (Eds), Stratigraphie et paléogéographie. BRGM, Orléans, France. Mém 125, 434-438.
- AMBERT P. (1991). L'évolution géomorphologique du Languedoc central (Grands Causses méridionaux, Piémont languedocien) depuis le Néogène. Thèse d'Etat, Univ. Aix-Marseille 2
- AMOUROUX G. (2003). Corrélations géodynamiques des carbonates du Crétacé basal de la bordure Sud Cévenole. Université Montpellier 2, 39 pp.
- ANDRIEUX J., M. MATTAUER, P. TOMASI, C. MARTINEZ, J.L. REILLE, P. MATTE, J.C. BOUSQUET, K.A. RAOUF, F. BEL, J. VERRIER, M. BONNET, M. SAUVEL (1971). Carte Géologique de la France au 1/50 000. Feuille de Montpellier. BRGM, Orléans.
- ANNEN C. & B. SCAILLET (2006). Thermal evolution of leucogranites in extensional faults; implications for Miocene denudation rates in the Himalaya. *Geological Society Special Publications*, 268, 309-326.
- ARNAUD-VANNEAU A., H. ARNAUD, J. CHAROLLAIS, M.A. CONRAD, P. COTILLON, S. FERRY, J.P. MASSE, B. PEYBERNES (1979). Paléogéographie des calcaires urgoniens du Sud de la France, *Géobios*, **3**, p.307-316.
- ARTHAUD F. & M. MATTAUER (1969). Sur les décrochements NE-SW senestres, contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. *C.R. Somm. Soc. géol. Paris*, **8**, p290-291.
- ARTHAUD, F. & P. MATTE (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du SW de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **25**: 139-171.
- ARTHAUD F., P. MATTE (1977). Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin nord-baléare. La Chaîne Varisque d'Europe moyenne occidentale. Coll. Inter. CNRS Rennes, 243: 497-513.
- ARTHAUD F., M. OGIER, M. SEGURET (1980/1981). Géologie et géophysique du Golfe du Lion et de sa bordure nord. Bulletin du BRGM (2),1(3): 175-193.
- ARTHAUD F. & M. SEGURET (1981). Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.* XXIII (1), 51-63.
- ARTHAUD F. & V. DURAND (1989). Relation entre chevauchements et décrochements dans la tectonique pyrénéenne du "pli de Montpellier" (Languedoc, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **309**, série II, p 1387-1393.
- ARTHAUD F. & P. LAURENT (1995). Contraintes, déformation et déplacement dans l'avant-pays Nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen. *Geodinamica Acta* **8**, 142-157.
- ARTHUR M.A., W.E. DEAN, S.O. SCHLANGER (1985). Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism and change in atmospheric CO₂. in SUNDQUIST, E.T.

- et BROECKER, W.S., éd., *The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations Archean to present*, American Geophysical Union Monograph, **32**, p 504-509.
- AUDRA P., H. CAMUS, P. ROCHETTE (2001). Le karst des plateaux jurassiques de la moyenne vallée de l'Ardèche : datation par paléomagnétisme des phases d'évolution plio-quaternaires (aven de la Combe Rajeau). *Bull. Soc. géol. Fr.* 172 (1).121-129
- AUDRA P., L. MOCOCHAIN, H. CAMUS, E. GILLI, G. CLAUZON, J.-Y. BIGOT (2004). The effect of the Messinian deep-stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from southern France. *Geodinamica Acta* 17(6), 389-400.
- AUDRA P., J.Y. Bigot, H. CAMUS, C. GAUCHON, M. WIENIN (2011). Le grotte-mine du Piei (Lagnes, Vaucluse), paléokarst hypogène à remplissage de minerai de fer oxydé. *Karstologia* n°58, p 1-14.
- AUNAY B. & P. LE STRAT (2002). Introduction à la géologie des Corbières. Rapport BRGM/RP-51595-FR.
- AUNAY B., P. LE STRAT, C. DUVAL, N. DORFLIGER, B. LADOUCHE (2003) Méthode d'analyse géologique sur la karstification des Corbières orientales et influences des évènements néogènes (Tortonno-messiniens). *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions* (Proceedings of an international symposium held at Montpellier, April 2003, IAHS, **278**, p.124-129
- AUZENDE J.M., J. BONNIN, J.L. OLIVET (1973). The origin of the Western Mediterranean basin. *J Geol. Soc. London*, **129**, p 607-620.
- AYRAUD V. (2005). Détermination du temps de résidence des eaux souterraines : application au transfert d'azote dans les aquifères fracturés hétérogènes. Thèse Université Rennes.
- BACETA J.I., V.P. WRIGHT, S.J. BEAVINGTON-PENNEY, V. PUJALTE (2007). Palaeohydrogeological control of paleokarst macro-porosity genesis during a major sea-level lowstand: Danian of the Urbasa-Andia plateau, Navarra, North Spain. *Sedimentary Geology* 199: 141-169.
- BACHE F. (2008). Evolution Oligo Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal. Thèse, Université de Bretagne Occidentale, 361pp
- BACHE F., J.L. OLIVET, C. GORINI, M. RABINEAU, J. BAZTAN, D. ASLANIAN, J.P. SUC (2009). The Messinian erosional and salinity crises: view from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.* **286**, p 139–157
- BACHE F., S-M. POPESCU, M. RABINEAU, C. GORINI, J-P. SUC, G. CLAUZON, J-L. OLIVET, J-L. RUBINO, M-C. MELINTE-DOBRINESCU, F. ESTRADA, L. LONDEIX, R. ARMIJO, B. MEYER, L. JOLIVET, G. JOUANNIC, E. LEROUX, D. ASLANIAN, A. TADEU DOS REIS, L. MOCOCHAIN, N. DUMURDŽANOV, I. ZAGORCHEV, V LESIĆ., D. TOMIĆ, M.N ÇAĞATAY., J-P. BRUN, D. SOKOUTIS, I. CSATO, G. UCARKUS, Z. CAKIR (2011). A two step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research* **23**: 1-29.
- BAKALOWICZ M. (1977). Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle. *C.R.Acad.Sc.Paris*, 284(D), 2463-2466
- BAKALOWICZ M. (1979) Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Docf. Sci., Univ. P. et M. Curie, Paris- VI, Géol. dyn. et Lab. souterrain CNRS. 269 p.
- BAKALOWICZ M. (1986). De l'Hydrogéochimie en karstologie, *Karst Euskadi*, pp. 105-129
- BAKALOWICZ M & J. RICARD (1994). Karst aquifers of the Grands Causses (F) water reserves that must be protected. *COST 65 Action*, pp. 137-148.

- BAKALOWICZ M. (1996). Les Processus de karstification et les différents types de karst associés. Mémoires de la Société Géologique de France, 1996, Vol. 169, pp.363-371
- BAKALOWICZ M. (1999). Guide technique N°3 – Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques, Juin 1999 – AERM&C.
- BARBARAND J., F. LUCAZEAU, M. PAGEL, M. SERANNE (2001). Burial and exhumation history of the South Eastern Massif Central (France) constrained by apatite fission tracks thermochronology. *Tectonophysics*, **335**, p.275–290
- BARRUOL G. & M. GRANET (2002). A Tertiary asthenospheric flow beneath the southern French Massif Central indicated by upper mantle seismic anisotropy and related to the west Mediterranean extension. *Earth and Planetary Science Letters*, **202**, p. 31-47.
- BAUDRIMONT A. F. & P. DUBOIS (1977). - Un bassin mésogéen du domaine péri-Alpin: le sud-est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine* 1(1): 261-308.
- BAYER R. (1983). Interpretation of gravity and magnetic anomalies; methods and geological applications. Thèse d'Etat et BRGM, Université de Montpellier II, Vol. 1, 173 pp.
- BENEDICTO A. (1996). Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (SE France). *Thèse Doctorat*, Univ. Montpellier 2: 242p.
- BENEDICTO A., P. LABAUME, M. SEGURET, M. SERANNE (1996). Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: the Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics*, **15**, p1192-1212.
- BENEDICTO A., M. SEGURET, P. LABAUME (1999). Interaction between faulting, drainage and sedimentation in extensional hanging-wall sunline basins : exemple of the Oligocene Matelles Basin, Gulf of Lion (S.E. France), in B DURANT, L. JOLIVET, F HORVATH and M. SERANNE, eds The Mediterranean Basins : Tertiary extension within the Alpine Orogen, v. Special Publication 156: London, *The Geological Society*, p 81-108.
- BENSON R.H., K. RAKIC-EL BIED, G. BONADUCE (1991). An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography*, **6**, 1, p 164-192.
- BERNAOLA G., M. MARTIN-RUBIO, J.I. BACETA (2009). New high resolution calcareous nannofossil analysis across the Danian/Selandian transition at the Zumaia section: comparison with south Tethys and Danish sections. *Geologica Acta* **7**, 79-92.
- BERNER R.A., A.C. LASAGA, R. GARRELS (1983). The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Amer. J. Sc.*, **283**, p 641-683.
- BESSIS F. & J. BURRUS (1986). Etude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **10**, 1, p 123-141.
- BGR/UNESCO, 2008. Groundwater resources of Europe. 1 map.
- BIJU-DUVAL B., J. LETOUZEY, L. MONTARNET (1979). Variety of margins and deep basins in the Mediterranean. In: Geological and Geophysical investigation of continental margins, A.A.P.G. *Bull*, **29**, p 239-317.
- BILOTTE, M., L. BRUXELLES, J. CANEROT, B. LAUMONIER, R.S COINCON (2007). Comment to "Latest-Cretaceous/Paleocene karsts with marine infillings from Languedoc (South of France); paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications by P J. Combes et al." *Geodynamica Acta*, **20** (6), p. 403-413.

- BILOTTE M., J. CANEROT (2009). La question des microfaunes 'dano-séléniennes' de la région de Tardets (Pyrénées occidentales)? *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **145**, p.37-43.
- BINNIE S.A., W.M. PHILLIPS, M.A. SUMMERFIELD, L.K. FIFIELD, J.A. SPOTILA (2008). Patterns of denudation through time in the San Bernardino Mountains, California: Implications for early-stage orogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 276, 62-72.
- BLAVOUX B., E. GILLI, C. ROUSSET (2004). Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille-Cassis); principale émergence d'un réseau karstique hérite du Messinien. *C. R. Acad. Sci. Paris. Géoscience* 336 (6), 523-533.
- BODEUR Y. (1976). Le complexe récifal Jurassique supérieur au sud des Cévennes; architecture sédimentologique: *C.R. Acad. Sci., Série D*, **282**, (9), p. 835-837.
- BODEUR Y. (1980). Kimmeridgien supérieur et Portlandien du Languedoc: *Geobios*, Mémoire n°4, p. 77-83.
- BODEUR Y. (1992). Sédimentologie du Jurassique supérieur. In: Y. BODEUR, A. BOULLIER, J. DELFAUD, M. GOTTIS, A. LEFAVRAIS, P. LE STRAT, M. LOPEZ, PH. MARZA, M. SEURET, Excursion en Languedoc. Documents sur le Jurassique du Sud des Cévennes. Université de Nantes. p 71-82
- BOGDANOFF S., M. DONNOT, F. ELLENBERGER (1984). Carte Géologique de la France au 1/50 000. Feuille de Bédarieux. BRGM, Orléans.
- BOILLLOT G., L. MONTARDET, M. LEMOINE, B. BIJU-DUVAL (1984). Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Ed, Masson, Paris, 342pp.
- BONIJOLY D., J. PERRIN, F. ROURE, F. BERGERAT, L. COUREL, S. ELMI, A. MIGNOT (1996). The Ardèche paleomargin of the south-East Basin of France: mesozoic evolution of a part of the tethyan continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 13 (6), 607-623.
- BOSMA W. (1967). The alteration of cordierite in spotted schists from the central Pyrenees. *Geologie en Mijnbouw. Netherlands Journal of Geosciences*, 1967, Vol. 46, Issue 3, pp.96-104.
- BRIQUEU L., O. BRUGUIER, B.DHUIE, M. SERANNE (2003). Ablation de la couverture (méta-) sédimentaire du Massif Central lors de la surrection crétacée : évidences par l'étude U/Pb des zircons détritiques des formations silico-clastiques de l'Albien supérieur de la vallée du Rhône. *Bassins crétacés de France et d'Europe occidentale*, Paris SGF 5-6.
- BROSSON C. & A. GAUTHIER (2004). Caractérisation de la surface d'incision Messinienne et du remplissage fluviatile Pliocène (Moyenne vallée de l'Hérault), TER Maîtrise, Université Montpellier2, 30 p.
- BRUXELLES L., P. AMBERT, J. L. GUENDON, G. TRONCHETT (1999). Les affleurements de Crétacé supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). *C.R. Acad. Sci.Paris* 329, 705-712.
- BRUXELLES L. (2001). Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central: Causses de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault) - Evolution morphogénétique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement. *Thèse Doctorat*, Université d'Aix-Marseille I, 245p.
- BURRUS J. (1984). Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal basin (North-western Mediterranean). *Marine Geol*, **55**, p 247-269.
- CALCAGNO P., G. COURRIOUX, A. GUILLEN, J.P. GHILÈS (2008). Geological modelling from field data and geological knowledge - Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **171**, Issue 1-4, p. 147-157. C
- CALINE, B. (1983). Le bassin occidental de Camargue et le gisement salifère de Vauvert. *Rapport ENSPM*.

- CALNER M., O. LEHNERT, J. NOLVAK (2010). Palaeokarst evidence for widespread regression and subaerial exposure in the middle Katian (Upper Ordovician) of Baltoscandia: Significance for global climate. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 296, 235-247.
- CAMUS H. (1997). Signification des concrétionnement exogènes noyés: Exemple du travertin noté de Gourneyras. Acte de la 7ième Rencontre d'Octobre, SCP.
- CAMUS H. (2001). Evolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes-Grands Causses méridionaux : conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.* 172 (5), 549-562.
- CAMUS H. (2003). Vallée et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cévenole. Relation avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. *Thèse Doctorat* , Université Bordeaux III, 692p.
- CAMUS H., M. SERANNE, J. BASCHET (2004). Karstic systems response to the Messinian - Pliocene extreme base-level changes on the onshore Gulf of Lion margin. Sea-level variations and aquifer management - Abstract , H₂O Symposium, Cannes.
- CANDE S. C. & D. V. KENT (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geoph. Research*, 100(B4): 6093-6095.
- CANEROT, J., J. BAUER, M. BILOTTE, C. BOURDILLON, J.P. COLIN, E.J. DEBROAS, F. MAGNIEZ, F. MEDIAVILLA, Y. TERNET (2004). La structure, l'âge et l'origine des 'Brèches de Bosmendiète' (Pyrénées-Atlantiques). *C.R.Acad. Sci. Géoscience*, **336** (10), p.951-958.
- CANEROT J., B. LAUMONIER, T. BAUDIN (2006). Sur l'origine karstique et l'âge plio-quaternaire des accumulations bréchiques dites "brèches marines et paléocènes" d'Amélie-les-bains (Pyrénées-Orientales, France). *Eclogae Geol. Helv.*, **99**, p. 49-64.
- CASTANY G. & J. MARGAT (1977). Dictionnaire français d'hydrogéologie, BRGM, Service géologique national, Orléans.
- CHAMPAGNAC J.D., F. SCHLUNEGGER, K. NORTON, F. VON BLANCKENBURG, L.M ABBÜHL, M. SCHWAB (2009). Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics*, 474 (1-2), 236-249.
- CHARCOSSET P. (1998). Reconstitution d'un segment de la marge ouest-téthysienne au Bathonien dans les Grands Causses et le Bas Languedoc: Analyse séquentielle à divers ordres et dynamique de bassins. Université Paul Sabatier, Toulouse. 320pp.
- CHARCOSSET P., P.J. COMBES, B. PEYBERNES, R. CISZAK, M. LOPEZ (2000). Pedogenic and Karstic Features at the Boundaries of Bathonian Depositional Sequences in the Grands Causses Area (southern France): Stratigraphic Implications. *J. of Sedimentary Research*, 70 (1), 255-264.
- CHOPPY J. (2008). Pourquoi se creusent les grottes? *Karstologia Mémoires* n°16.200 pp.
- CHOUKROUNE P., M. SEURET, A. GALDEANO (1973). Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées: un modèle de relations entre tectonique de plaques et Pyrénées, *Bull. Soc. géol. France*, **7**, 15, p 698-700.
- CHOUKROUNE P. & M. MATTAUER (1978). Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le *Bull. Soc. géol. France*, **7**, XX, 698-700.
- CLAUZON G. (1973). The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In: W.B.F. Ryan and K.J. Hsü (Editors), Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, Washington, t. XIII, part. 2, p. 1251-1256.
- CLAUZON G. (1978). The messinian Var canyon (Provence, Southern France). Paleogeographic implications.- *Marine Geology*, **27**, 3/4, p. 231-246.

- CLAUZON G. (1979). Le canyon messinien de la Durance (Provence, France): une preuve paleogeographique du bassin profond de desiccation. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 29 (1-2), p. 15-40.
- CLAUZON G. (1982). Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "dessicated deep-basin model (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull. Soc. géol. Fr*, 24(3), 597-610.
- CLAUZON G., J.P. SUC, S.M. POPESCU, M. MARUNTEANU, J.L. RUBINO, F. MARINESCU, M.C. MELINTE (2005). Influence of Mediterranean sea-level changes on the Dacic Basin (Eastern Paratethys) during the late Neogene: the Mediterranean Lago Mare facies deciphered. *Basin Research*, 17(3), p.437-462.
- COMBES P.J. (1965). Remarques sur un type de failles normales de la Gardiole (Hérault). C.R. somm. Soc. géol. Fr, fasc. 2, p. 55-56.
- COMBES P.J. (1965). Dissolution karstique sous une couche bauxitique. Remarques sur l'origine des gisements en poches. C.R. somm. Soc. géol. Fr, fasc. 4, p. 123-124.
- COMBES P.J. (1969). Recherches sur la genèse des bauxites dans le nord-est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Mémoires du centre d'étude et de recherches géologiques et hydrogéologiques, Fondation CERGA, Montpellier, 342 pp.
- COMBES P.J. (1972). Les différents types de bauxites sur substratum carbonate dans le Languedoc et l'Ariège; remarques sur la notion d'allochtonie et d'autochtonie. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles, 1972, Vol. 274, Issue 11, p.1613-1616.
- COMBES P.J. (1973). Etude géologique sur les conditions de mise en place d'une bauxite allochtone à substratum carbonaté. Le gisement de Bédarieux (Hérault, France). I.C.S.O.B.A. 3ième Congrès internationale - Nice.
- COMBES P.J. (1978). Karst précoce et karst secondaire du troisième horizon de la bauxite dans la zone du Parnasse (Grèce). I.C.S.O.B.A, 4th International Congress for the study of bauxites, Alumina and Aluminium. Athènes, p. 101-113
- COMBES P.J. (1990). Typologie, cadre géodynamique et génèse des bauxites françaises. *Geodinamica Acta*, 4 (2), 91-109.
- COMBES P.J. & G. BARDOSSY (1994). Typologie et contrôle géodynamique des bauxites téthysiennes. *C.R. Acad. Sci. Paris.*, **318**, série II, p. 359-366.
- COMBES P.J. (1998). Geologic and paleomorphological observations of the Neogene and the Pleistocene of the Parnass Zone (Greece); application to the exploration for and exploitation of bauxites. *Acta Geologica Hungarica*, Vol. 41, Issue 4, p.401-411.
- COMBES P.J., B. PEYBERNES, M.J. FONDECAVE-WALLEZ (2004). Karsts polyphasés, faciès marins et continentaux dans le Paléocène de la partie orientale des Pyrénées françaises. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 97, p. 155-174.
- COMBES P. J., B. PEYBERNES, M.J. FONDECAVE-WALLEZ, M. SERANNE, J.L. LESAGE, H. CAMUS (2007). Latest-Cretaceous/Paleocene karsts with marine infillings from Languedoc (south of France); paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, 20 (5), p. 301-326.
- COMBES P. J., B. PEYBERNES, M.J. FONDECAVE-WALLEZ, M. SERANNE., J.L. LESAGE, H. CAMUS (2008). Reply to comment on Latest-Cretaceous/Paleocene karsts with marine infillings from Languedoc (south of France) ; paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications. *Geodinamica Acta* 21 (3), p.139-143

- COMTE D. (1967). Contribution à l'étude géologique des Corbières méridionales, entre Rennes-les-Bains et Massac (Aude). *Thèse doct. 3^e cycle*. Univ. Paris, 2 vol., 136 pp.
- COURREGES M. (1997). Le Crypto-karst de la péninsule du Medoc; crypto-alteration, dissolution, karst sous-marin et evolution quaternaire. *Quaternaire*, Vol. 8, Issue 2-3, pp.289-304, 353.
- CRAVATTE J., P. DUFAURE, M. PRIM, S. ROUAIX, (1974). Les forages du Golfe du Lion. *Stratigraphie, sédimentologie. Notes et Mémoires, Compagnie Française des Pétroles*, **11**, p. 209-274.
- CROCHET J. Y. (1984). Géologie et paléontologie de la partie septentrionale du fossé oligocène des Matelles (Hérault, sud de la France): *Géologie de la France*, v. 1-2, p. 91-104.
- CROCHET P. (2001). Vers une gestion et une exploitation optimisées des aquifères karstiques en France – Colloque de l'Association Internationale des Hydrogéologues, Paris, Décembre 2001, pp 55-58.
- CROCHET P. & B. Marsaud (1996). Approches conceptuelles de l'aquifère karstique - Problèmes méthodologiques et d'exploitation. *Hydrogéologie* 1997 n°3, pp 3-18.
- CROOS T. A. (1991). High resolution stratigraphic correlation from the perspective of base-level cycles and sediment accommodation, in Dolson, J., ed., *Unconformity related hydrocarbon exploration and accumulation in clastic and carbonate settings*, Rocky Mountain Association of Geologists, p. 28-41.
- DAUTRIA J.M., J.M LIOTARD, D. BOSCH, O.ALARD (2010). 160 Ma of sporadic basaltic activity on the Languedoc volcanic line (Southern France): A peculiar case of lithosphere–asthenosphere interplay. *Lithos* **120**, p.202–222
- DEBROAS E. J., M. BILOTTE, J. CANEROT, G. ASTRUC (2010). Réinterprétation des brèches de la faille nord-pyrénéenne ariégeoise (France) *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **146**, p.77-88
- DELANNOY J.J. (1997). Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de la Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karsts. Thèse d'Etat, université de Grenoble, 612pp.
- DE LAPPARENT J. (1930). Les bauxites de la France méridionale. *Mem. Carte Géol. Fr.*, vol I, 186p, 54 fig., 9pl.
- DELMAS E & A. GAY (1998). La dynamique sédimentaire au front du chevauchement du Pic Saint Loup et la mise en évidence de la tectonique régionale. Bassin de St-Martin de Londres, Languedoc. TER, Université de Montpellier II, 64 pp.
- DEMANGEON P. (1959). Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas-Languedoc. *Thèses d'Etat*, Faculté des Sciences de Montpellier, 397p.
- DE VOOGD B., R. NICOLICH, J.L. OLIVET, F. FANUCCI, J. BURRUS, A. MAUFFRET, G. PASCAL, A. ARGANI, J.M. AUZENDE, M. BERNABINI, C. BOIS, L. CARMIGNANI, A. FABBRI, I. FINETTI, A. GALDENO, C.Y. GORINI, P. LABOUME, D. LAJAT, P. PATRIAT, B. PINET, J. RAVAT, F. RICCI LICCHI, S. VERNASSA (1991). First deep seismic reflection transect from the gulf of Lion to Sardinia (ECORS-CROP profiles in western Mediterranean), In: *Continental lithosphere: deep seismic reflections*, edited by the American Geophysical Union, Geodynamics, pp 22.
- DIENI I., F. MASSARI, J. MEDUS (2008). Age, depositional environment and stratigraphic value of the Cuccuru'e Flores Conglomerate: insight into the Paleogene to Early Miocene geodynamic evolution of Sardinia. *Bull. Soc. Géol. France*, **1**, p. 51-72.
- DÖRFLIGER N., B. LA DOUCHE, J.L. PINAULT, P. CHEMIN (2001). Etude du pourtour est de l'étang de Thau, phase II. Synthèse générale, volume 4. Rapport public BRGM/RP-50789-FR, 72pp.

- DÖRFLIGER N., FLEURY P., LE STRAT P., CAPAR L. (2008). Caractérisation géologique et hydrogéologique des aquifères carbonatés karstiques sous couverture. Méthodologie, synthèse bibliographique et synthèse géologique régionale. Rapport final BRGM-RP-56980-FR, 90 ill., 3 ann., 157 pp
- DÖRFLIGER N. & V. PLAGNES. (2009). Cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères karstiques. Guide méthodologique de la méthode PaPRIKa. Avec la collaboration de K. Kavouri et J. Gouin ; BRGM RP- 57527-FR, 105pp., 55 ill., 4 ann.
- DUBOIS P. (1985). Notes karstologiques sur les Grands Causses. Bull. Soc. Languedocienne Géogr., 19, p. 197-221.
- DUBOIS P. & J. DELFAUD (1989). Le Bassin du Sud-Est, Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires: Paris, Association des Sédimentologues Français, Editions Technip, p. 277-297
- DUPUIS C. (1992). Mesozoic kaolinised giant regoliths and Neogene haloysitic cryptokarst : two striking paleoweathering types in Belgium. In: J-M.SCHMITT & Q. GALL, Eds Mineralogical and geochemical records of paleoweathering. Mem. Sci. de la Terre. ENSMP, 18, p 61-68.
- ECHTLER H. & J. MALAVIEILLE (1990). Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). Tectonophysics 177: 125-138.
- FABRE G. & J. NICOD (1978). Niveaux de base actuels dans les principaux canyons du Languedoc oriental et des plans de Provence : Int J. Spéléol., v10, p279-290.
- FENELON P. (1975). Niveaux de base karstiques et géomorphologiques : Etudes géographiques. v.t.1, p. 255-261.
- FILIPPOV A.G. (2004). Mineral deposits in kart. In: Gunn J. (Ed.) Encyclopedia of caves and karst science, p 514-515. Fitzroy Dearborn, Londres.
- FITZGERALD P., S.L. BALDWIN, J.A. MUNOZ, L. WEBB, E. SCHWABE (2005). Exhumation of the Pyrenean intra-continental collisional orogen; new thermochronologic constraints from the central Pyrenees. *Geological Society of America*, 2005 annual meeting, Salt Lake City, Utah, 346p.
- FLEURY P. (2005). Sources sous-marines et aquifères côtiers méditerranéens : fonctionnement et caractérisation, Thèse, 286 pp.
- FLEURY P., N. DÖRFLIGER M. BAKALOWICZ (2012). Classification des aquifères karstiques côtiers. Dix-huitièmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des hydrogéologues. « Ressources et gestion des aquifères littoraux. Cassis 2012. », p.83-90.
- FONDECAVE-WALLEZ M. J., P. EICHENE, B. PEYBERNES, (1999). La limite Crétacé-Tertiaire et le Paléocène 'inferieur' de la région de Nay (Bearn). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **135**, p.9-20.
- FONDECAVE-WALLEZ M. J., B. PEYBERNES, P. EICHENE (2001). Séquences carbonatées de plate-forme externe/distale et foraminifères planctoniques dans le Paléocène du Bas-Adour (secteur d'Urcuit/Lahonce, Pyrénées-Atlantiques). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, **137**, p.47-56
- FONDECAVE-WALLEZ M.J. & B. PEYBERNES (2003). Les foraminifères planctoniques dano-sélandiens des séquences brèches/hémipélagites du "Sillon Paléocène pyrénéen", Bull. Soc. Hist. Nat Toulouse, 139, p. 31-40.
- FORD D.C & P.W. WILLIAMS (1989). Karts Geomorphology and Hydrology, Unwin Hyman, London, 601pp.

- FORD D.C. (2006). Karst geomorphology, caves and cave deposits : A review of North American contribution during the half past century. IN: R.S. HARMON & C.W. WICKS. Eds. Perspectives on karst geomorphology, hydrology and geochemistry. GSA Spec. Paper , Boulder, Colorado, p 1-14.
- FOSTER M.A & H.M. KELSEY (2012). Knickpoint and knickzone formation and propagation, South Fork Eel River, northern California. *Geosphere*, **8**, (2), p. 403–416.
- FOURNILLON A. (2013). Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (Var et Bouches-du-Rhône, SE France). Thèse, Université Aix-Marseille. 425p.
- FRAKES L.A. (1979). Climates throughout geological time. Elsevier, Amsterdam, 310pp.
- FREYTET P. (1965). Données nouvelles sur l'âge des grès à Reptiles de Saint Chinian (Hérault); découverte d'une faune saumâtre (Turono-Sénonien). C.R. somme. Sic. géol. Fr., fasc 4, p127-128.
- FREYTET P. (1970). Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. *Thèse Etat*, Université de Paris, Orsay, 490p.
- FREYTET P. & J.C.PLAZIAT (1982). Continental carbonate sedimentation and pedogenesis - Late Cretaceous and early Tertiary of southern France. *Contributions to Sedimentology* 12, 1-213.
- FUCHEY Y. (2001). Synthèse cartographique et modélisation 3D du remplissage Cénozoïque du bassin de l'Hérault et de l'Orb. In: ASF Association des Sédimentologues Français, **36**, pp.155
- GARDNER J.V., D.S. MCCULLOCH, S.L. EITREIM, D.G. MASSON (1984). Long-range side-scan sonar studies of the Central California EEZ. Abstracts with Programs - Geological Society of America, September, 1984, **16**, Issue 6, p. 515
- GARGANI J. (2005). Modélisation de l'érosion fluviale long-terme. Application au Bassin parisien (faibles érosions) et au Rhône messinien (fortes érosions). Thèse des Mines de Paris, 187pp.
- GARRY B. (2007). Etude des processus d'écoulements à la zone non saturée pour le modélisation des aquifères karstiques. Expérimentation hydrodynamique et hydrochimique sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel et de Fontaine de Vaucluse. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille, 218pp.
- GEZE B. (1957). Caractères des circulations karstiques, d'après les récentes coloration à la fluorescéine effectuées en France . Société Géologique de France, n 15, pp 351
- GEZE B. (1964). Sur les profils normaux des entrées de grottes et des galeries simples. *Spelunca Mem.*, 4, 4, p 24-26.
- GILLI E. & P. AUDRA (2004). Les lithophages pliocènes de la fontaine de Vaucluse (Vaucluse, France); un argument pour une phase messinienne dans la genèse du plus grand karst noyé de France. *C.R. Acad. Sci. Géoscience*, 336(16), 1481-1489.
- GIOT D., F. ROURE, S. ELMI, D. LAJAT, M. STREINBERG (1991). Découverte d'accidents distensifs majeurs d'âge jurassique sur la marge continentale du bassin du Sud-Est, Ardèche, France (programme GPF), *C.R. Acad. Sci. Paris*, **312**, II, p 747-754.
- GOLDSCHIEDER N. & D. DREW (2007). Methods in Karst Hydrogeology – Chapter 8 : Tracer techniques (rédigé par BENISCHKE R., GOLDSCHIEDER N. ET SMART C.). International Contributions to Hydrogeology n°26, I.A.H Book Series, Taylor & Francis, Londres, pp. 147-170.
- GORINI C. (1993). Géodynamique d'une marge passive : le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale), Thèse de doctorat, Université de Toulouse III.

- GORINI C., A. LE MARREC, A. MAUFFRET (1993). Contribution to the structural and sedimentary history of the gulf of Lion (western Mediterranean), from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bull. Soc. géol. France*, **164**, 3, p 353-363.
- GORINI C., J. LOFI, C. DUVAÏL, T. DOS REIS, P. GUENNOC, P. LE STRAT, A. MAUFFRET (2005). The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Mar. Pet. Geol.* **22**, p 695–712.
- GRANET M., M. WILSON, U. ACHAUER (1995). Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **136**, p. 281-296.
- GUENNOC P., C. GORINI, A. MAUFFRET (2000). Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géol. Fr.* **3**, p 67-97.
- GUILLEN A., P. CALCAGNO, G. COURRIOUX, A. JOLY, P. LEDRU (2008). Geological modelling from field data and geological knowledge - Part II. Modelling validation using gravity and magnetic data inversion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **171**, p 158-169.
- HAMON Y. & G. MERZERAUD (2008). Facies architecture and cyclicity in a mosaic carbonate platform: effects of fault-block tectonics (Lower Lias, Causses platform, south-east France). *Sedimentology*, **55**, p 155-178.
- HAQ B., U. HARDENBOL, P.R. VAIL (1987). Chronology of fluctuating sea level since the Triassic (250 millions years ago present). *Science* **235**: 1156-1167.
- HENRY J., G. ZOLNEO, G. LE POCHAT, C. MONDEILH (1989). Carte Géologique de la France au 1/50000. Feuille de Orthez. BRGM, Orléans.
- HSU K.J., M.B. CITA, W.B.F. RYAN (1973). Origin of the Mediterranean evaporites. In: RYAN, W.B.F., K.J. HSU (Eds.), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, vol. **13**. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, pp. 1203–1231.
- HUGHES T.J.R. (1987). The finite element method: linear static and dynamic finite element analysis. *Prentice-Hall, New Jersey*.
- HUSSON E., M.SÉRANNE, P.J. COMBES, H. CAMUS, B. PEYBERNÈS, M.J. FONDECAVE-WALLEZ, M.C. MELINTE-DOBRINESCU (2012). Marine karstic infillings; evidence of extreme base level changes and geodynamic consequences (Paleocene of Languedoc, south of France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **183**, (5), p.425-441.
- JAEGER J.C., & N.G.W. COOK (1979). Fundamentals of Rock Mechanics. *Chapman and Hall, New-York*.
- JAMES N.P. & P.W. CHOQUETTE (1988). Paleokarst, Springer-Verlag, New York, 416p.
- JOHNSON D.W. (1935). Peneplain or peneplane? Proceedings of the Geological Society of America, New York, NY, United States, pp.86
- KAUFMANN O. & Y. QUINIF (1999) Cover-collapse sinkholes in the "Tournaisien" area, southern Belgium. *Engineering Geology*, **52**, p15-22.
- KING R.C, G. BACKE, C.K. MORLEY, R.R. HILLIS, M.R.P. TINGAY (2010). Balancing deformation in NW Borneo; Quantifying plate-scale vs. gravitational tectonics in a delta and deepwater fold-thrust belt system. *Marine and Petroleum Geology*, **27**, p. 238-246.
- KOMINZ M.A., J.V. BROWING, K.G. MILLER, P.J. SUGARMAN, S. MIZINTSEVA, C.R. SCOTSE (2008). Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: an error analysis. *Basin Research*, **20**, 211-226.
- LACOMBE O. & L. JOLIVET (2005). Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics*, **24** TC1003, 20p.

- LAJAUNIE C., G. COURRIOUX, L. MANUEL (1997). Foliation fields and 3D cartography in geology; principles of a method based on potential interpolation. *Mathematical Geology*, **29**, 4, p.571-584.
- LAJOINIE J.P. & P. LAVILLE (1979). Les formations bauxitiques de la Provence et du Languedoc. Dimensions et distribution des gisements. Mem. BRGM, 100, 142pp.
- LARSEN V. & R.J. STEEL (1978). The sedimentary history of a debris flow dominated, alluvial fan - a study of textural inversion: *Sedimentology*, **25**, p. 37-59.
- LARSON R.L. (1991). Geological consequences of superplumes. *Geology*, **19**, p. 936-966.
- LEGENDRE S., B. SIGE, J.G. ASTRUC, L. DE BONIS, J-Y. CROCHET, C. DENYS, M. GODINOT, J.L. HARTEMBERGER, F. LEVEQUE, B. MARANDAT, C. MOURER-CHAUUVRIE, J.-C. RAGE, J.A. REMY J. SUDRE, M. VIANEY-LIAUD (1997). Les phosphorites du Quercy : 30 ans de recherche. Bilan et perspectives. *Géobios Mém. spec* 20: 331-345.
- LEMOINE M. (1985). Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspatique de la Tethys ligure. *Bull. Soc. Géol. France*. **8**, 1, p 126-137.
- LEMOINE M., T. BAS, A. ARNAUD-VANNEAU, H ARNAUD., T. DUMONT, M.GIDON, M. BOURBON, P.C. DE GRACIANSKY, J.L RUDKIEWICZ, J. MEGARD-GALLI, P. TRICART (1986). The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, **3**, 179-199.
- LEMOINE M. & P.C. GRACIANSKY (1988). Marge continentale téthysienne dans les Alpes occidentales. *C.R. Acad. Sci. Paris*. **8**, 4, 485, p 597-797.
- LE STRAT P. (1975). Le contexte géologique des minéralisations du Jurassique supérieur dans la basse vallée du Rieutord entre Sumène et Ganges. *Thèse doct. 3^{ème} cycle*, Univ. de Nantes, 167p.
- LE STRAT P. (1992). Synthèse régionale par cartes isopaques et iosfaciès et par commentaires de cartes. In: Y. BODEUR, A. BOULLIER, J. DELFAUD, M. GOTTIS, A. LEFAVRAIS, P. LE STRAT, M. LOPEZ, PH. MARZA, M. SEURET, Excursion en Languedoc. Documents sur le Jurassique su Sud des Cévennes. Université de Nantes. p 71-82
- LIU Y., S. WANG, S. XU, X. LIU, D. FABEL, X. ZHANG, W. LUO, A.CHENG (2013). New evidence for the incision history of the Liuchong River, Southwest China, from cosmogenic ²⁶Al/¹⁰Be burial ages in cave sediments, *Journal of Asian Earth Sciences*, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.04.044>
- LOFI J. (2002). La Crise de Salinité Messinienne : Incidences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion. Thèse, Lille I. 285 p.
- LOFI J., M. RABINEAU, C. GORINI, S. BERNE, G. CLAUZON, P. DE CLARENS, A.T.D REIS, G.S. MOUTAIN, M.S. STECKLER W.B.F. RYAN, C. FOUCHET (2003). Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the Western Gulf of Lions continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, **198**, p 289-317.
- LOFI J., C. GORINI, S. BERNÉ, G. CLAUZON, T.D. REIS, W.B.F. RYAN, M.S. STECKLER (2005). Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, **217**, 1-2, p. 1-30.
- LOFI J., J. DEVERCHERE, V. GAULLIER, C. GORINI, P. GUENNOC., L. LONCKE, A. MAILLARD, F. SAGE, I. THINON (2011). Seismic Atlas of the Messinian salinity crisis markers in the Mediterranean and Black Seas. *Commission for the Geological Map of the World / Société Géologique de France*, 72 p.

- LOFI J., S. BERNE, M. TESSON, M. SERANNE, P. PEZARD (2012). Giant solution-subsidence structure in the Western Mediterranean related to deep substratum dissolution. *Terra Nova*, **24**, p.181-188.
- KASTENS K., J. MASCLE, C. AUROUX, E. BONATTI, C. BROGLIA, J. CHANNELL, P. CURZI, K.C. EMEIS, G. GLAÇON, S. HASEGAWA, W. HIEKE, G. MASCLE F. MCCOY, J. MCKENZIE, J. MENDELSON, C. MÜLLER, J.P. REHAULT, A. ROBERTSON, R. SARTORI, R. SPROVIERI, M. TORII (1988). ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insight into passive margin and back-arc basin evolution. *Geological Society of America Bulletin*, **100**, p. 1140-1156.
- LOPEZ M. (1992). Dynamique du passage d'un appareil terrigène à une plate-forme carbonatée en domaine semi-aride: le Trias de Lodève, sud de la France. Thèse de Doctorat: Univ. Montpellier 2, 403 pp.
- LUCAS G., P. CROS, J. LANG (1976). Etude microscopiques des roches meubles et consolidés. In: *Les roches sédimentaires*. Doin Edit, Paris, 503p.
- MAERTEN L. (1994). Structure et stratigraphie séquentielle du bassin Oligo-Miocène de l'Hérault (Marge passive du Golfe du Lion), DEA, Univ. Montpellier II.
- MAERTEN L. & M. SERANNE (1995). Extensional tectonics in the Oligo-Miocene Hérault basin (SE France), Gulf of Lion Margin. *Bull. Soc. Géol. France*, **6**, p 739-749.
- MAERTEN F. & L. MAERTEN (2006). Improve understanding of observed 2D and 3D geological structures using geomechanically-based approaches. *EGU, Vienna, Austria*
- MAERTEN L., F. MAERTEN, P. GRIFFITHS, N. PIKE (2007). A methodology for automated correction and validation of seismic horizon and fault interpretation using DYNEL, a geomechanically-based 3D restoration tool. *American association of Petroleum Geologists. Annual Convention*.
- MAILLARD A., C. GORINI, A. MAUFFRET, F. SAGE, J. LOFI, V. GAULLIER (2006). Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia basin (northwestern Mediterranean): Scenario for the Messinian salinity crisis. *Sediment. Geol.*, 188-189, 69-91.
- MAIRE R. (1990). La haute montagne calcaire : Thèse d'Etat, Université de Nice, 732pp.
- MANGIN A. (1970). Contribution à l'étude d'aquifères karstiques à partir de l'analyse de courbes de décrues et de tarissement. *Annales de Spéléologie*, 25, 3, p. 581-609.
- MANGIN A. (1971). Étude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. *Ann. Spéol.*, **26**, 2, p. 283-329.
- MANGIN A. (1975). Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques, thèse de docteur es Sciences, Université de Dijon, (*Ann.spéol.*, 1974, 29,3, pp283-332: 1974, 29,4, pp495-601, 1975, 30, 1, p21-124.
- MANGIN A. (1982). Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques. Originality and diversity of karstic aquifers. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon Géologie*, 1, 159-172.
- MARTINI E. (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: *Proceedings of the Second international Conference on Planktonic Microfossils Roma*. Ed. A. Farinacci, Rome, Ed. Tecnoscienza, 2., 739-785.
- MARTINI J. (2005). Etude des paléokarsts des environs de Saint-Remèze (Ardèche, France): mise en évidence d'une rivière souterraine fossilisée durant la crise de salinité messinienne. *Karstologia* 45-46, 1-18.
- MARGAT J. (2004). *Atlas de l'eau dans le Bassin Méditerranéen*, UNESCO/ Plan Bleu/ CCGM, Paris, 46 pp.

- MASCLE A., E. DEVOLLE, R. VIALLY (1996). The petroleum geology and petroleum systems of the South-East basin, Western Alps and Gulf of Lion (France), edited by OBS.
- MATTAUER M. & F. PROUST (1963). Sur le déversement vers le sud et le style tectonique en têtes plongeantes des structures hercyniennes du versant sud de la Montagne Noire. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Vol. 257, Issue 25, pp.3967-3970
- MAUFFRET A. & M. GENNESSEAU (1989). Compression, décrochements et distension sur le pourtour méditerranéen nord-occidental. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 10, p 960-967
- MAUFFRET A. & C. GORINI (1996). Structural style and geodynamic evolution of the Camargue and Western Provençal basin, southeastern France, *Tectonics*, **15**, 2, p365-375.
- MELAS P. (1982). Etude sédimentologique, paléogéographique et géochimique du Lias carbonaté du nord Iodévois; Application à la reconnaissance et à l'interprétation d'amas métallifère. CERGA, 419p
- MELIM L.A. & P.A. SCHOLLE (2002). Dolomitization of the Capitan Formation forereef facies (Permian, west Texas and New Mexico): seepage reflux revisited. *Sedimentology*, 49 (6): 1207–1227.
- MILLER K., M.A. KOMINZ, J.V. BROWNING, J.D. WRIGHT, G.S. MOUNTAIN, M.E. KATZ, P.J. SUGARMAN B.S. CRAMER, N. CHRISTIE-BLICK, S.F. PEKAR (2005). The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310p.
- MILLER K.G., G.S. MOUNTAIN, J.D. WRIGHT, J.V. BROWNING (2011). A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. *Oceanography*, **24** (2), p.40–53.
- MILLOT G. (1990). Façonnement géochimique des pédiments rocheux: Méditerranée, n° hors série. Actes du 3e Forum du G.F.G. Genèse et évolution des pie(d)monts, Aix, p. 1-2.
- MOCOCHAIN L. (2007). Les manifestations géodynamiques –externes et internes- de la crise de salinité messinienne sur une plate-forme carbonatée peri-méditerranéenne : Le karst de la Basse Ardèche (Moyenne Vallée du Rhône ; France). Thèse de doctorat de l'université Aix-Marseille I, 191pp
- MOCOCHAIN L., G. CLAUZON, J.Y. BIGOT (2006). Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. *Bull. Soc. géol. Fr.* 177, 27-36.
- MOCOCHAIN L., G. CLAUZON, J.Y. BIGOT, P. BRUNET (2006). Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sediment. Geol.* 188–189, 219–233.
- MOCOCHAIN L., P. AUDRA, J.Y. BIGOT (2011). Base level rise and per ascensum model of speleogenesis (PAMS). Interpretation of deep phreatic karsts, vauclusian springs and chimney-shafts. *Bull Soc Geol France*, **182** , (2), p. 87-93
- MOLINA J.M., P.A. RUIZ-ORTIZA, J.A. VERAB (2000). A review of polyphase karstification in extensional tectonic regimes: Jurassic and Cretaceous examples, Betic Cordillera, southern Spain. *Sedimentary Geology*, 129(1-2), 71-84.
- MOLLIEX S. (2009). Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (Sud-Est France). Thèse de l'université Paul Cézanne, 346p.
- MONTADERT L., J. SANCHO, J.P. FAIL, J. DEBYSER, E. WINNOCK (1970). De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée occidentale (Nord-Est des Baléares). *C. R. Acad. Sci., Paris, D*, **271**, 812-815.

- NEGRO F., G. MAURI, F.D. VUATAZ, E. SCHILL (2013). Exploration of deep low enthalpy geothermal reservoirs in the Swiss Jura- geological and thermal modeling of potential aquifers. *European 3D GeoModeller User Meeting*. Orléans, Mars 2013.
- NICOD J. (1992). Formes d'aplanissement et de régularisation des versants dans les roches carbonatées: position des problèmes et éléments de discussion. *Tübinger geographische studien*, v.109, p1-22.
- NICOD J. (1994). Plateaux karstiques sous couverture en France. *Ann Géo*, n°576, p170-194
- NORTON K., F. VON BLANCKENBURG, R. DIBIASE, F. SCHLUNEGGER, P. KUBIK (2011). Cosmogenic ¹⁰Be-derived denudation rates of the Eastern and southern European Alps *International Journal of Earth Sciences*, 100 (5): 1163-1179.
- OLIVET J.L., P. BEUZARD, J.M. AUZENDE, J. BONNIN (1984). Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. *Publ. CNEXO*, **54**, p 1-107.
- OLIVET J.L., M. MATTAUER, P. BEUZARD (1992). Une nouvelle cinématique de la plaque ibérique et des Pyrénées: avancé ou recul? In: *14° Réunion. Sc. Terre*, **117**, Toulouse.
- OUDET J. (2008). Etude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l'océan Liguro-Provençal. Thèse, Univ. Aix-Marseille I., 288 pp.
- PAGEL M., J.J. BRAUN, J.R. DISNAR, L. MARTINEZ, C. RENAC, G. VASSEUR (1997). Thermal history constraints from studies of organic matter, clay minerals, fluid inclusions, and apatite fission tracks at the Ardeche paleo-margin (BA1 drill hole, GPF program), France. *J Sed Res* 67(1):235-245
- PEDERSON J.L., M.D. ANDERS, T.M. RITTENHOUR, W.D. SHARP, J.C. GOSSE, K.E. KARLSTROM (2006). Using fill terraces to understand incision rates and evolution of the Colorado River in eastern Grand Canyon, Arizona. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*, 111 (F2), 10.
- PEYAUD J.B., J. BARBARAND, A. CARTE, M. PAGEL (2005). Mid-Cretaceous uplift and erosion on the northern margin of the Ligurian Tethys deduced from thermal history reconstruction. *Int. J. Earth. Sci. (Geol Rundsch)*. 94: 462-474
- PEYBERNÈS B. & P.J. COMBES (1999). Paléosurfaces d'érosion et paléokarsts dans la série de passage Crétacé / Tertiaire des Corbières occidentales (Aude, France). *C.R. Acad. Sci. de Paris*, 329, 815-822.
- PEYBERNÈS B., M.J. FONDECAVE-WALLEZ, L. HOTTINGER, P. EICHENE, G. SEGONZAC (2000). Limite crétacé-tertiaire et biozonation micropaléontologique du Danien-Selandien dans le Béarn occidental et la Haute-Soule (Pyrénées-Atlantiques). *Geobios*, **33**, (1), p. 35-48.
- PEYBERNÈS B., M. J. FONDECAVE-WALLEZ, P.J. COMBES (2001). Mise en évidence d'un sillon marin à brèches dano-sélandiennes dans les Pyrénées centrales (Zone Interne Métamorphique et Zone Nord-Pyrénéenne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 332, 379-386.
- PEYBERNÈS B., M.J. FONDECAVE-WALLEZ, P.J. COMBES (2002). Mise en évidence de brèches marines paléocènes discordantes sur l'axe orogénique crétacé des Pyrénées entre Garonne et Gave de Pau, *Bull. Soc. Géol Fr.* **123** (6), p. 523-532.
- PEYBERNÈS B., R. CISZACK, M.J. FONDECAVE-WALLEZ, P.J. COMBES, H. CAMUS, M. SERANNE (2003). Présence de Paléocène marin dans les Grands Causses (France). *C.R. Geoscience* 335, 681-689.
- PEYBERNÈS B., M.J. FONDECAVE-WALLEZ, P.J. COMBES, M. SERANNE (2007). Remplissages marins successifs, paléocènes et éocènes de paléokarsts polyphasés dans les calcaires crétacés des

- Nappes d l'Empordà (Pyrénées Catalanes, Espagne): relations tectonique-karstification. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **178** (1), p.15-24.
- PHILIP H., M. MATTAUER, Y. BODEUR, M. SEGURET, J.P. PUECH, J. MATTEI (1978). Carte Géologique de la France au 1/50 000. Feuille de St Martin de Londres. BRGM, Orléans.
- PICCINI L. & N. IANDELLIN (2011). Tectonic uplift, sea level changes and Plio-Pleistocene evolution of a coastal karst system: the Mount Saint Paul (Palawan, Philippines). *Earth Surf. Process. Landforms*, **36**, p. 594–609.
- PLAGNES V., C. CAUSSE, D. GENTY, M. PATERNE, D. BLAMART (2002). A discontinuous climatic record from 187 to 74 ka from a speleothem of the Clamouse Cave (south of France). *Earth and Planetary Science Letters* 201(1), 87-103.
- PLAZIAT J.C. (1984). Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléo-environnements et évolution paléogéographique. Thèse d'Etat Univ. Paris-Sud, 3 tomes, 1362pp.
- POWELL J.W. (1875). A classification of streams and valleys, exploration of the Colorado River of the West and its tributaries. In : *A Source Book in Geology*. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C. 291pp.
- QING H., D.W.J. BOSENCE, E.P.F. ROSE (2001). Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean. *Sedimentology* 48(1), 153–163.
- QUINIF Y., A. VERGARI, P. DOMERUS, M. HENNEBERT, J.M. CHARLET (1993). Phénomènes karstiques affectant le calcaire carbonifère du Hainaut. *Bull. Soc. Géol. France*, t102, 3-4, p 379-394.
- QUINIF Y., S. VANDYCKE, A. VERGARI (1997). Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarsts crétacés du Hainaut (Belgique). *Bull. Soc. Géol. France*, t.168, n°4, p 436-472.
- RENAULT P. (1967). Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. Le problème de la spéléogénèse : *Ann. spéléol.*, v.22, 1-2, p5-17 et 209-267.
- RENAULT J.P., G. BOILLOT, A. MAUFFRET (1984). The western Mediterranean basin geological evolution, *Marine Geol.*, **55**, p 447-477.
- RIZZINI A., F. VEZZANI, V. COCOCETTA, G. MILAD (1978). Stratigraphy and sedimentation of a Neogen–Quaternary section in the Nile delta area (A.R.E.). *Marine Geology*. **27**, 327–348.
- ROSENBAUM G., G.S. LISTER, C. DUBOZ (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, **359**,(1-2), p. 117-129.
- ROSSI P. (2002). The Pyrenean "Danian revolution". *C.R. Geosciences*, **334**, p. 583-584
- ROTH P.H. & K.R. KRUMBACH (1986). Middle Cretaceous calcareous nannofossil biogeography and preservation in the Atlantic and Indian oceans; implications for paleoceanography. *Marine Micropaleontology* 10, 235- 266.
- ROURE F., M. SEGURET, A. VILLIEN (1988). Structural style of the Pyrenees: a view from seismic reflection to surface studies, Tulsa, OK., 140pp.
- ROURE F., J.P. BRUN, B. COLLETTA, J. VAN DER DRIESCHE (1992). Geometry of kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *J. Struct. Geol.*, **14**, 5, p503-519
- ROURE S., G. CLAUZON, J.L. RUBINO, M. SERANNE, J. CAMY-PEYRET, J.P. XAVIER (2009). L'incision Messinienne: Cartographie des canyons du Rhône et de la Durance: Processus et implications. *12ème congrès de l'ASF*, 25-31 octobre 2009, Rennes.

- RYAN W.B.F. (1976). Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, **23**, p. 791- 813.
- RYAN W.B.F. & M.B. CITA (1978). The nature and distribution of Messinian erosional surfaces; indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, **27**, 3-4, p. 193-230
- SALOMON J.N. (1982). Les karsts littoraux du sud-ouest malgache et les variations récentes du niveau de la mer. Karsts littoraux, colloque de Perpignan 1982; Mem A.F.K., n°4, p29-38
- SALOMON J.N., S. POMEL, J. NICOD (1995). L'évolution des cryptokarsts: comparaison entre le Périgord-Quercy (France) et le Franken Alb (Allemagne). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39(4), 381-409.
- SALOMON J.N. (2006). Précis de karstologie. Presses universitaires de Bordeaux, 2ième édition, 290 pp.
- SALVAYRE H. (1970). Les macs temporaires du Causse du Larzac. Etude et travaux. Méditerranée n°7.
- SANCHIS E. & M. SERANNE (2000). Structural style tectonic evolution of a polyphase extensional basin of Gulf of Lion passive margin : The Tertiary Alès basin, southern France. *Tectonophysics*, **322**, p 219-242.
- SARTORI R. (1990). The main results of the ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of peritethyan areas. In: KASTENS, K. A., MASCLE, J. ETAL. (eds) Proceedings of the ODP, Scientific Results. *Ocean Drilling Program*, **107**, p.715-730.
- SAVOYE B. & D.J.W. PIPER (1991). The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, Southern France. *Marine Geology*, **97**, p. 279-304.
- SÉGURET M., M. SÉRANNE, A. BENEDICTO (1996). Gard Rhodanien, reconnaissance géologique. Analyse et interprétation structurale préliminaire du profil sismique FSH (82 SE 4B), A.N.D.R.A., Rapport B RP 1 UMO 96 001.
- SEGURET M., A. BENEDICTO, M. SERANNE (1997). Structure profonde du Gard Rhodanien, Apport du retraitement et de la réinterprétation de données sismique régionales. *Journées Scientifiques ANDRA*, Bagnols sur Cèze, ANDRA / CNRS.
- SÉRANNE M., A. BENEDICTO, C. TRUFFERT, G. PASCAL, P. LABAUME (1995). Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting : Role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, **12**, 809-820.
- SÉRANNE M. (1999). The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview, In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (Eds), *The Mediterranean Basin : Tertiary extension within the Alpine Orogen*. The Geological Society. Special Publication 156, London, 15-36.
- SÉRANNE M., H. CAMUS, F. LUCAZEAU, J. BARBARAND, Y. QUINIF (2002). Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole - Un exemple de morphogenèse lente. *Bull.Soc. géol. Fr.* 173(2), 97-112.
- SERRANO O. & F. HANOT (2005). Le bassin Oligo-Miocène de l'Hérault: un exemple de rétrocharriage des structures pyrénéennes -Implications hydrogéologiques. Rapport BRGM/RP - 53733-FR, 43pp.
- SOUDET H.J., P. SORRIAUX, J.P. ROLANDO (1994). Liaison fracturation-karstification. Le paléokarst pétrolier de Rospo Mare (Italie). *Bull. centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **18**, p/ 257-298.

- SRIVASTAVA S.P., W.R. ROEST, L.C. KOVACS, G.OAKEY, S. LEVESQUE, J. VERHOEF, R. MACNAB (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the New foundland Basin. *Tectonophysics* 184:229–260
- SUC J.P. & E. BESSAIS (1990). Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **310**, série 2, p. 1701- 1707
- TASSY A. (2012). Karsts côtiers et canyons sous-marins de la marge provençale au Cénozoïque: Contrôle géodynamique, eustatique, hydrologique et structural. Thèse de Doctorat, Univ Aix-Marseille, 416pp.
- TEMPIER C. (1987). Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. géol. France*. 8, III, 3, 409-628
- THIRY M., F. QUESNEL, J. YANS, R. WYNS, A. VERGARI, H. THEVENIAUT, R. SIMON-COINCON, C. RICORDEL, M.-G. MOREAU, D. GIOT, C. DUPUIS, L. BRUXELLES, J. BARBARAND, J.-M. BAELE (2006). Continental France and Belgium during the early Cretaceous: paleoweatherings and paleolandforms: *Bulletin de la Societe Geologique de France*, v. 177, no. 3, p. 155-175
- TREMOLADA F., D. SCIUNNACH., G. SCARDIA, I. PREMOLI-SILVA (2008). Maastrichian to Eocene calcareous nannofossil biostratigraphy from the Tabiago section, Brianza area, northern Italy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 114, 29-39.
- TRONCHETTI G. (1981). Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien, Santonien). *Systématique, Biostratigraphie, Paléoécologie. Paléogéographie*, Thèse Doct. Etat, Marseille, Univ. Provence, 559p, 48pl.
- VALETTE, M. & A. BENEDICTO (1995). Chevauchements gravitaires halotectoniques dans le bassin distensif de Camargue (Marge du Golfe du Lion, SE de la France): *Bull. Soc. Géol. France.*, v. 166, no. 2, p. 137-147.
- VAN HENGSTUM P.J., D.B. SCOTT, E.J. JAVAUX (2009). Foraminifera in elevated Bermudian caves provide further evidence for +21m eustatic sea level during Marine Isotope Stage 11. *Quaternary Science Reviews* 28 (19-20), 1850-1860.
- VERGARI A. (1998). Nouveau regard sur la spéléogénèse: le pseudo-endokarst du Tournaisis (Hainaut, Belgique). *Karstologia*, n°31, p12-18.
- VERGARI A. & Y. QUINIF (1997). Les paléokarsts du Hainaut (Belgique).-*Geodinamica Acta*, 10, 4 p175-187.
- VIALLY R. & P. TRÉMOLIÈRES (1996). Geodynamics of the Gulf of Lion, Implication for petroleum exploration, *in* Ziegler, P., and Horváth, F., eds., *Peri-Tethys Memoir 2 - Structure and prospects of Alpine basins and forelands*, **170**: Paris, *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, p.129-158.
- VINCENT P.C. (1953). Etude géologique de la région orientale du bassin de Bédarieux et de ses bauxites. Ed S.N.P.L.M. et dipl. Etude Supérieures, Paris, 34p
- VISSERS R.L.M., & P.T. MEIJER (2012). Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews*, **110**, p. 93-110.
- WADE B.S., P.N. PEARSON, W.A. BERGGREN, H. PÄLIKE (2011). Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, 104: 111-142.
- WHEELER H. E. (1964). Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy: *Geological Society of America Bulletin*, v. 75, no. 7, p. 500-609.
- WORSLEY J.R. & D.L. KIDDER (1991). First-order coupling of paleogeography and CO₂, with global surface temperature and its latitudinal contrast, *Geology*, **19**, p 1161-1164.

- WRIGHT D.T. & D. WACEY (2005). Precipitation of dolomite using sulphate-reducing bacteria from the Coorong Region, south Australia: significance and implications. *Sedimentology* 52(5), 987–1008.
- WYNS R. & F. GUILLOCHEAU (1999). Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux, *in* Ledru, P., ed., Colloque GéoFrance 3D - résultats et perspectives, Volume 293, BRGM, p. 103-108.

ANNEXES

Les curieuses, Carrière de Roumège (Bouzigues)



ANNEXE 1. TABLEAU DES FORAGES PETROLIERS UTILISES (SOURCES BRGM)

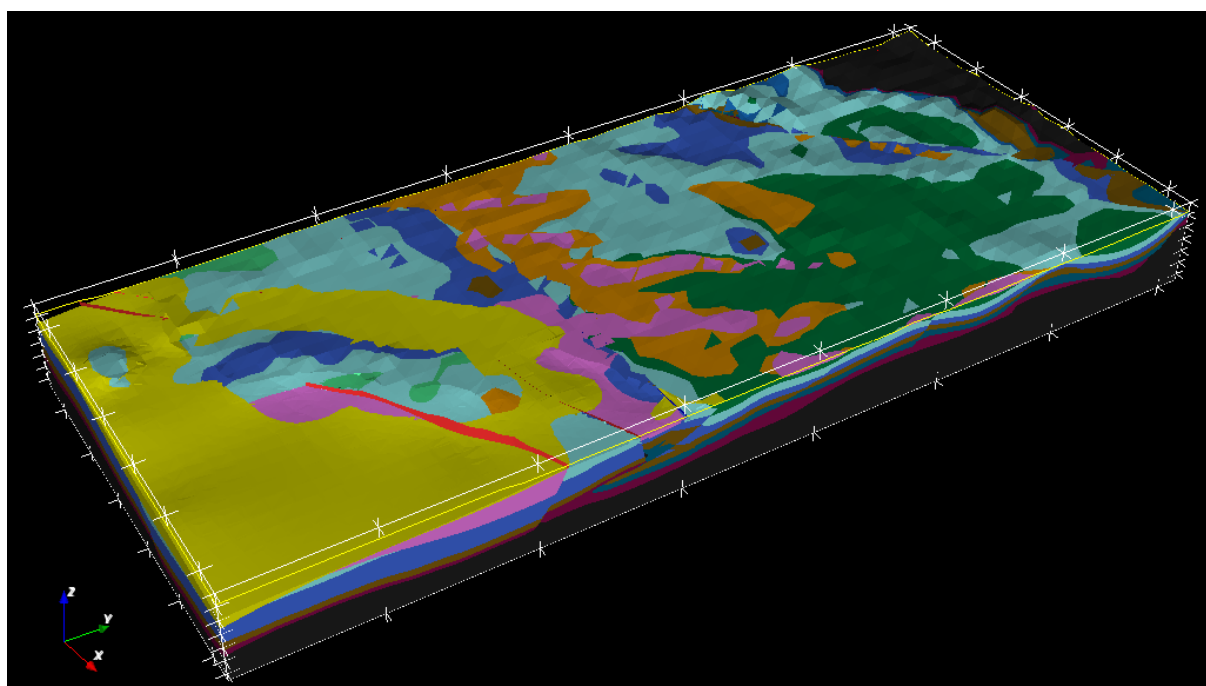
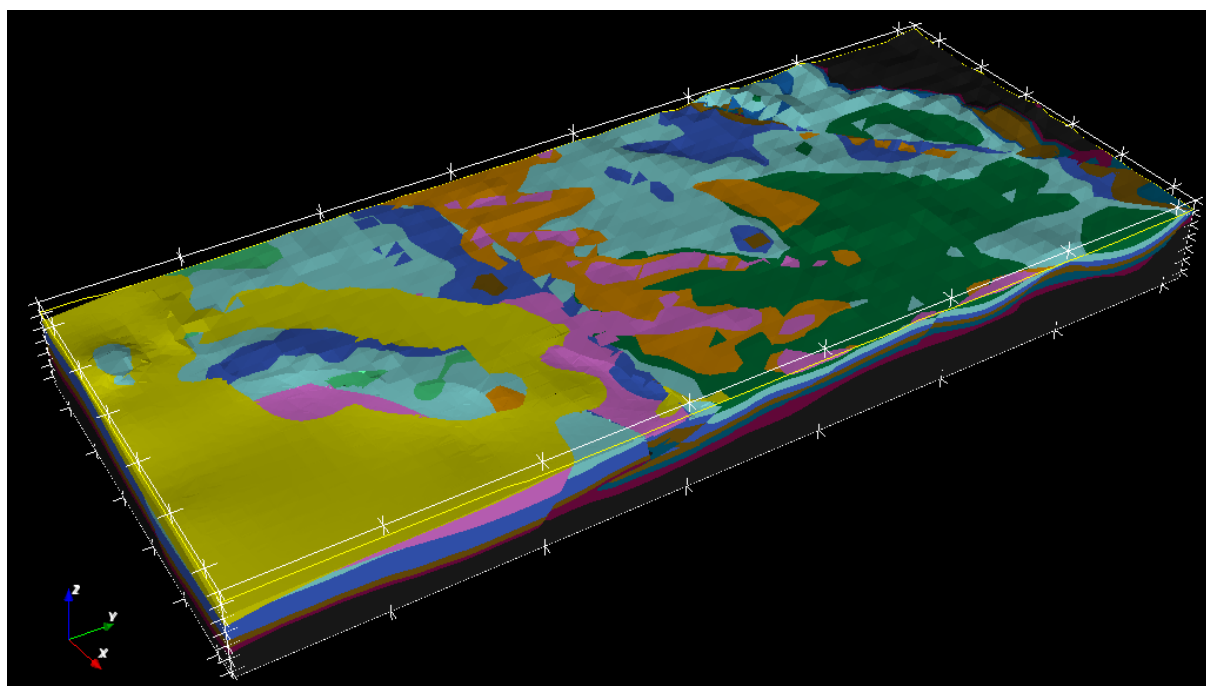
Forage pétrolier	abréviation	X (lambert II étendu)	Y (lambert II étendu)	Z sol (m)	profondeur atteinte (m)	formation atteinte
FORAGES PETROLIERS ZONE MODELE (DE SETE AUX CEVENNES)						
Vacquières 1	VAS_1	730425	169290	128	3708.2	socle
Castries 1	CAS_1	730660	155120	60	4444.95	socle
Saint Loup 1	SLP_1	719700	163940	170	222	Lias marneux
Saint Loup 1	SLP_1	719700	163940	170	1126	Lias calcaire
Murviel 1	MUR_1	713624	145841	108	1443.35	Rognacien
Saint Bauzille de Montmel	SBZ	728552.9	1864546.7	185	882.45	Dogger
Viols -le-Fort	VF_101	707603.6	1859291.7	287.5	2382.5	Lias calcaire
Saint Bauzille de la Sylve	SB_1	698606.7	1847220	100	1436.1	Dogger
Quissac 2	QUC_2	731209.2	1879753.9	137	2104.4	socle
Dufort 1	D1	728629	1890180	205.6	542.7	socle
Dufort 2	D2	728890	1890249	199.65	552	socle
Dufort 3	D3	727388	1889591	203	927.8	Socle
Dufort 4	D4	727794	1890752	248.4	860.7	socle
Gardiole	GE	713788.3	1832076.4	219.76	1995.50	socle
Antigone	ANT	725605	1846458	18	1200	Lias marneux
FORAGES PETROLIERS ZONE OUEST (BASSIN HERAULT ET BEZIERS)						
Saint Saturnin de Caux 1	SSC1	681425.3	1835350	76.6	1420	Socle
Castelnau 2	CAS2	690037.2	1827604	38.5	3806.4	Trias
Castelnau 3	CAS3	688801.2	1829896.9	16.4	2605.4	Lias Calcaire
Pezenas 1	PEZ1	688897.4	1828399.5	14.11	688	Malm
Pezenas 2	PEZ2	686991.4	1829762.5	20.93	738.31	Malm
Pezenas 3	PEZ3	689141.6	1830125.5	25.1	684.15	Malm
Pouzollesn 1	PZS	676245.7	1830964.2	77.52	387	Hettangien
Coulobres 1	CLB1	675686.9	1826994.6	70.5	1702.05	Socle
Coulobres 2	CLB2	675350.9	1827611.3	77.52	1790.3	Socle
Coulobres 3	CLB3	674948	1828345.3	88.1	1822.36	Socle
Coulobres 4	CLB4	675829.1	1827031.7	78.93	1773	Socle
Servian 1	SER1	676443.6	1825963.3	58.68	1711	Socle
Mont Blanc 101	MTB101	683199.6	1820882.8	45.73	2800	Lias calcaire
Mont Blanc 1	MTB1	682876.8	1821428.6	49.38	511.35	Lias calcaire
Valansac 1	VAC	691603.4	1817947.1	6	4578.5	Lias marneux
Florensac 1	FL	689656.3	1817728.5	5.86	379.15	malm
Lieuran 1	LIE	673681.5	1825150.5	73.84	1599.04	Socle
Servignan 1	Sn1	679960.000	1807302.000	2	2539.75	Lias marneux
Portiragnes 1	PTG	680916.2	1807883.3	3	1148	Oligocène

Beziers 1	B1	676315	1815707.2	27.3	397.2	Crétacé moyen
Bezier 2	B2	675746.8	1816254.9	48.3	550	Crétacé moyen
Bezier 3	B3	675205.6	1816708.4	65	299.3	Crétacé moyen
Gabian 2	GA2	675848.6	1833633.2	101	208.8	Socle
Gabian 3	Ga3	675968.8	1833453	145	138	trias
Gabian 4	Ga 4	674952.4	1833157	115	333	trias
Gabian 5	Ga 5	675968.4	1834153.1	96.76	50	trias
Roujan	Rj17	678101	1834418	136	265.4	trias
FORAGES PETROLIERS ZONE EST (CAMARGUE ET ALES)						
Grau du roi	GRD	747619.5	1834291.3	3.93	1216.21	malm
Marette	MRT	748919.9	1842641	0.84	2501	Dogger
Aigues Mortes	AM	754585.8	1838494.3	3.26	1468.7	malm
Montcalm1	MM1	756468.1	1844488.5	2.51	1412	Oligocène
Montcalm2	MM2	758177.1	1845026.3	1.47	2519.63	Oligocène
Lunel1	LL1	749205	1857839.9	12.6	366.7	malm
Lunel2	LL2	746478.6	1853635.2	6.3	380	neocomien
Lunel3	LL3	743135.1	1854235.5	7.7	203.2	neocomien
La Jassette	LJE	746824.5	1858055.7	13	4300	trias
Beauduc	BDC	785181.5	1821531	1.3	1423.3	neocomien
Ste Marie de la mer 101	SMM101	770097.8	1831007.4	1.03	714	malm
Ste Marie de la mer102	SMM102	770090.9	1830991.5	1	2734	trias
Baumelles	BAM1	764328.3	1837131.2	1.67	1973	eocene
Aubord	AUB	756178.4	1859063.2	16.51	1490	Oligocène
Charnier	CHA	757876.4	1846987.8	0.72	2013	Oligocène
Iscles1	ISC1	763450.5	1847044.4	1.5	1787	Rognacien
Iscles2	ISC2	166581.5	1847616.9	0.81	760	Malm
Gallician1	GAL1	756678	1850214.2	3.93	2004	Oligocène
Gallician4	GAL4	757452	1850296.1	0.88	2026	Oligocene
Gallician9	GAL9	757266.9	1851077.1		2653	rognacien
Vauvert1	VVT1	756813.5	1851653.4	27.43	3626	serie calcaire
Marsillargues	MSG	752657.9	1851274.3	2.81	1057	miocène
Pierrefeu	PRF	758800.5	1854295.4	67.4	5137	Neocomien
St VERAN	SV	757040.6	1858118.9	27.35	2660	Oligocene
Costieres	COS	761628.6	1857670.5	109.24	2708	Oligocene
Generac	GEN	761851.9	1860281.4	80	933	Oligocene
Albaron1	ALB1	770685	1848115.5	1.43	903	Jurassique
Albaron3	ALB3	769336	1848983.1	1.27	658	malm
Albaron4	ALB4	769270.9	1843937.5	1.83	524	Malm
Albaron5	ALB5	770395.9	1846936.3	1	318	malm
Albaron6	ALB6	769274	1852989.8	1.4	890	malm
Albaron7	ALB7	769100.8	1845532.8	1	288	Malm
Albaron8	ALB8	769853.2	1844482.1	1	402	miocène

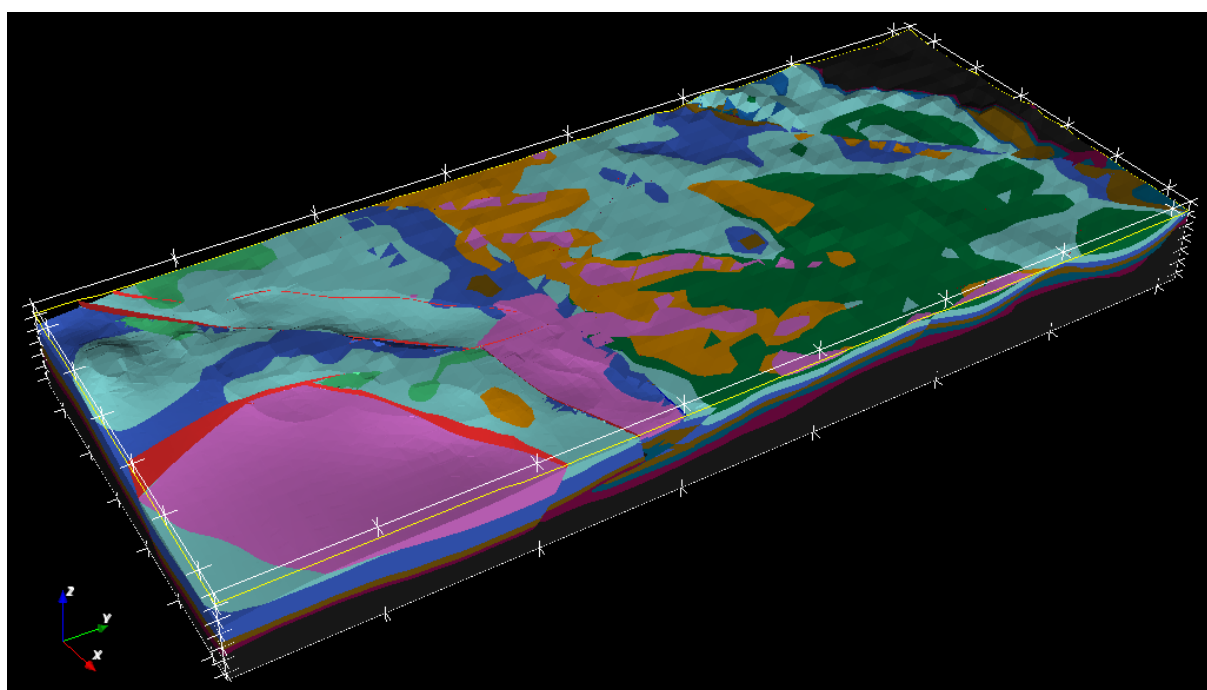
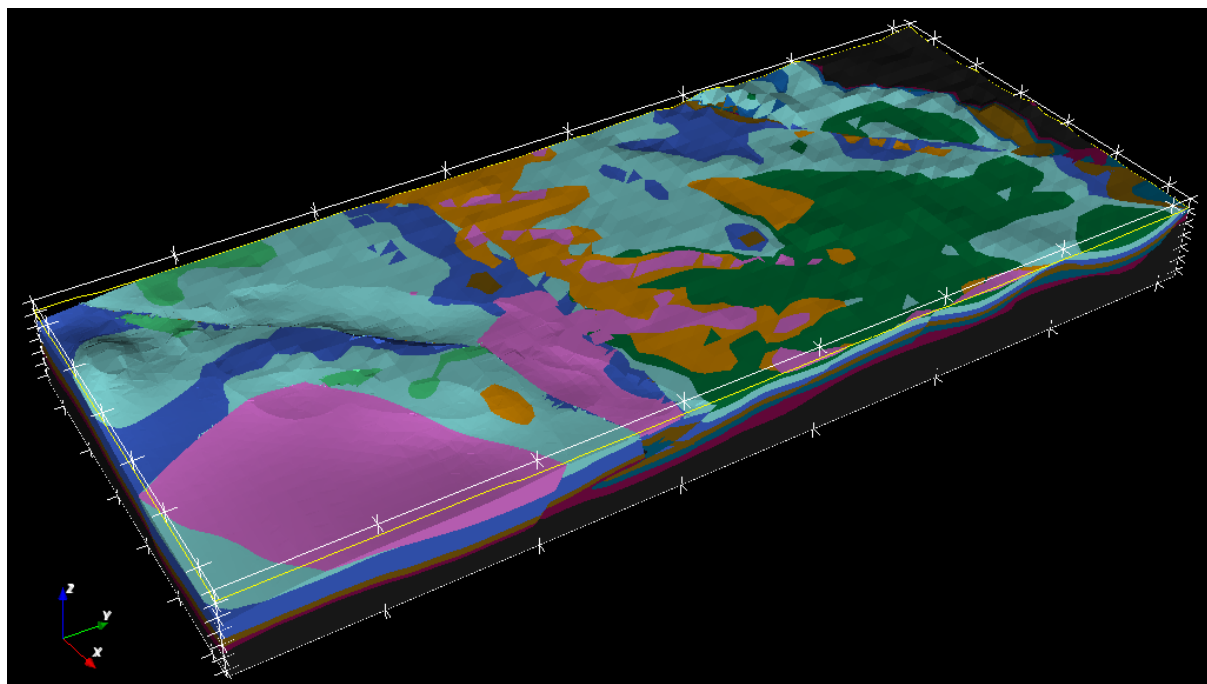
Albaron101	ALB101	770462.6	1848165.3	1.9	3896	Lias calcaire
Vaccares	VCS	774469.7	1842295.4	1.04	2175	Malm
Vaunage	VAU1	752458.6	1869722.5	47.1	2835	Dogger
Vaunage	VAU2	751858.4	1869193.3	48.9	3984	Lias clacaire
Vaunage	VAU3	750195	1867560.3	49.85	3422	Dogger
Ste Cecile	SCE	780308.8	1848391.9	2.55	2828	Malm
Bellegrade	BEL1	774765.3	1863022.7	2.5	267	Neocomien
Garons	GAS1	767079.1	1864525.4	90.25	357	Oligocène
Campagne	CAM1	764815.5	1864125.2	83.7	1084	oligocène
Caissargues	CAI1	764720.8	1866313	53	1543	Oligocène
Caissargues	CAI2	764863	1865420.9	62.63	2295	Oligocène
Vistrenque	VIS1	761350.3	1866285	23.04	1495	Neocomien
Milhaud	M1	759129.2	1867283.8	26.72	240	Neocomien
Milhaud	M2	759741.4	1866859.9	22.53	613	Oligocène
Milhaud	M3	760707.3	1866400.4	20.5	902	Oligocène
Milhaud	M3B	760816.3	1866553.8	20	901	oligocène
Milhaud	M4	760171.7	1866303.7	20.95	948	Néocomien
Milhaud	M5	760598.3	1866286.1	21	780	Neocomien
Nimes	NIS1	765690.3	1875360.1	89	1844	Malm
Ledigan	LD101	738682.9	1888416.6	103.4	1080	Dogger
Les angles	LAN1	793369	1887590.8		5662	Trias
Mas de Madame	MDM	747547.4	1837165.7		525	malm
Ledigan	LD1	741443.1	1886462.1		3284	Socle
Gallician6	GAL6	755632.7	1850910.1		2456	Oligocene
Gallician3	Gal3	757199.7	1850268.9		1871	Oligocene
Gallician5	GAL5	757212.7	1850277.9		2070	Oligocene
Gallician7	GAL7	756815.7	1849770.7		2087	Oligocene
Cros de Lagnon	CDL	757629.2	1851252.8		2092	Crétacé inf
Vauvert1B	VVT1B	756815.6	1851657.4		1050	Miocène
FORAGES PETROLIERS OFF SHORE						
Agde maritime	AGM	695836	1792192.4	-66	1319	Socle
Sirocco	SI	743709.2	1800097.5	-94	1284	Socle
Calmar	CAL	715312.8	1801323.6	-86	3362.5	Mesozoique
Cicindele	CIE	760872	1825007	-22	1552.5	socle
Autan 1	AU1	788194.8	1756496.5	-142	3878	socle
Mistral 1	MS1	727678.4	1774290	-98	3569	socle
Rascasse	RA1	698160	1738960.9	-1036	2844	socle
Tramontagne	TR1	689752.1	1772646.7	-90,5	3481,4	socle
Golfe du Lion 2	GLP2	791017.4	1736361	-1246	5354,4	socle

ANNEXE 2. MODELE 3D DES ECORCHE DE CHAQUE FORMATION MODELISEE (SANS ET AVEC FAILLES)

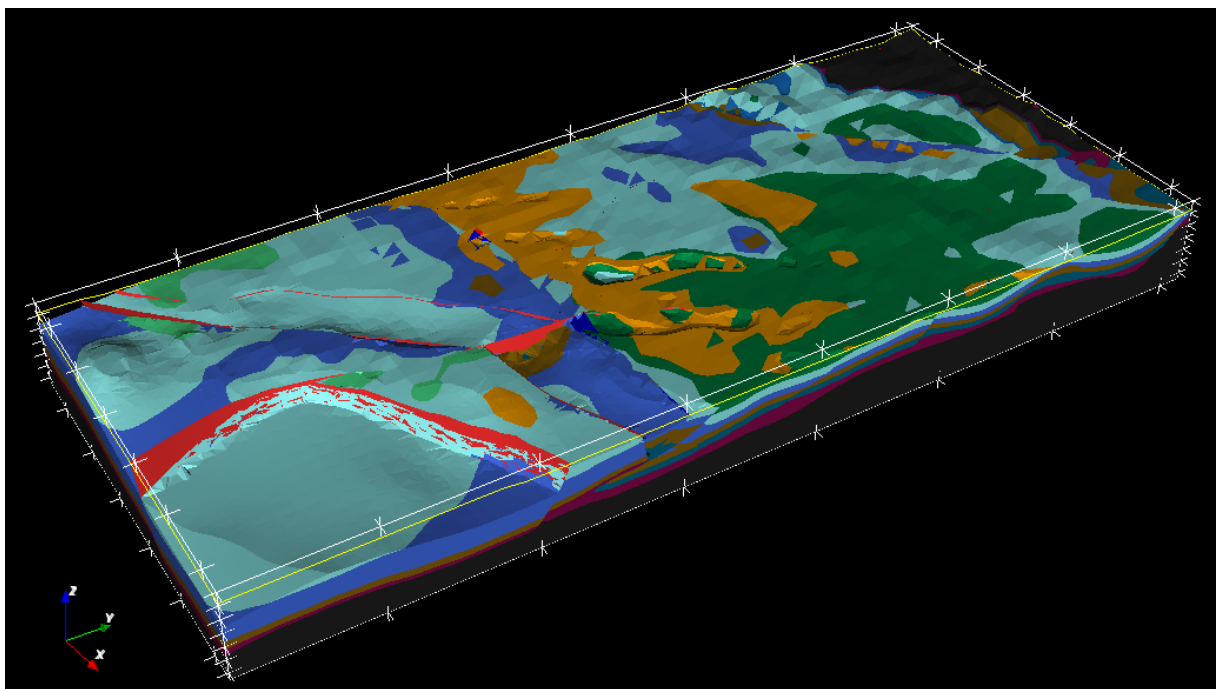
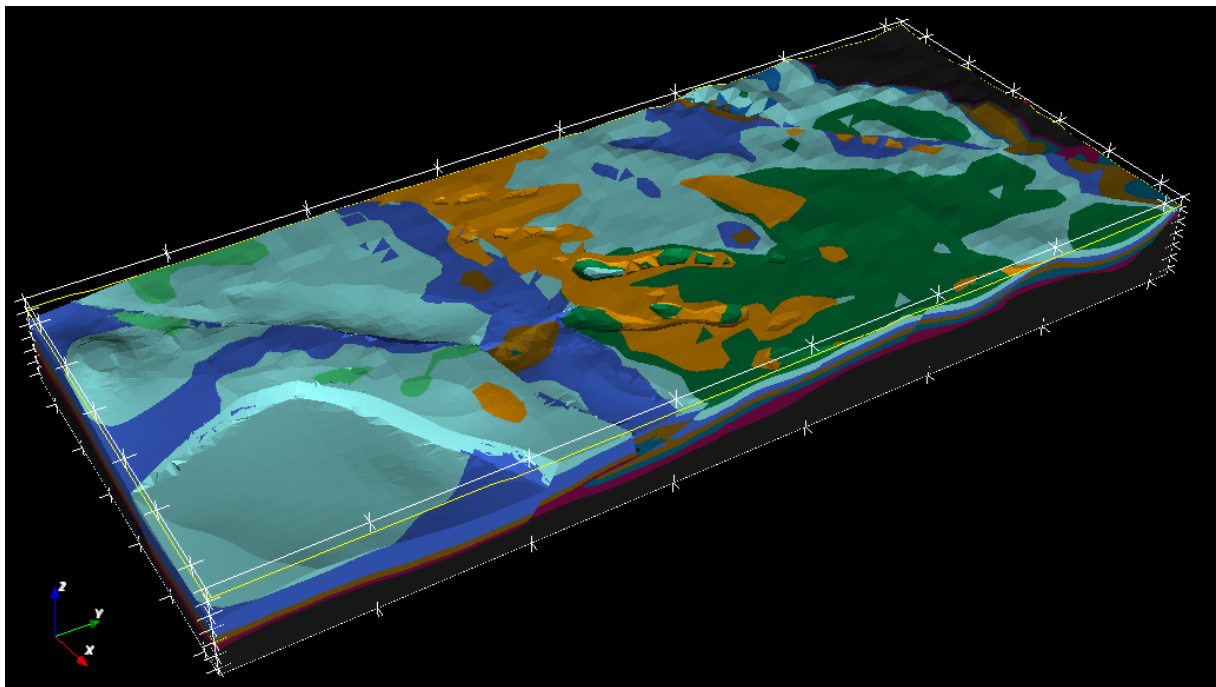
- Toutes les formations jusqu'au Miocène



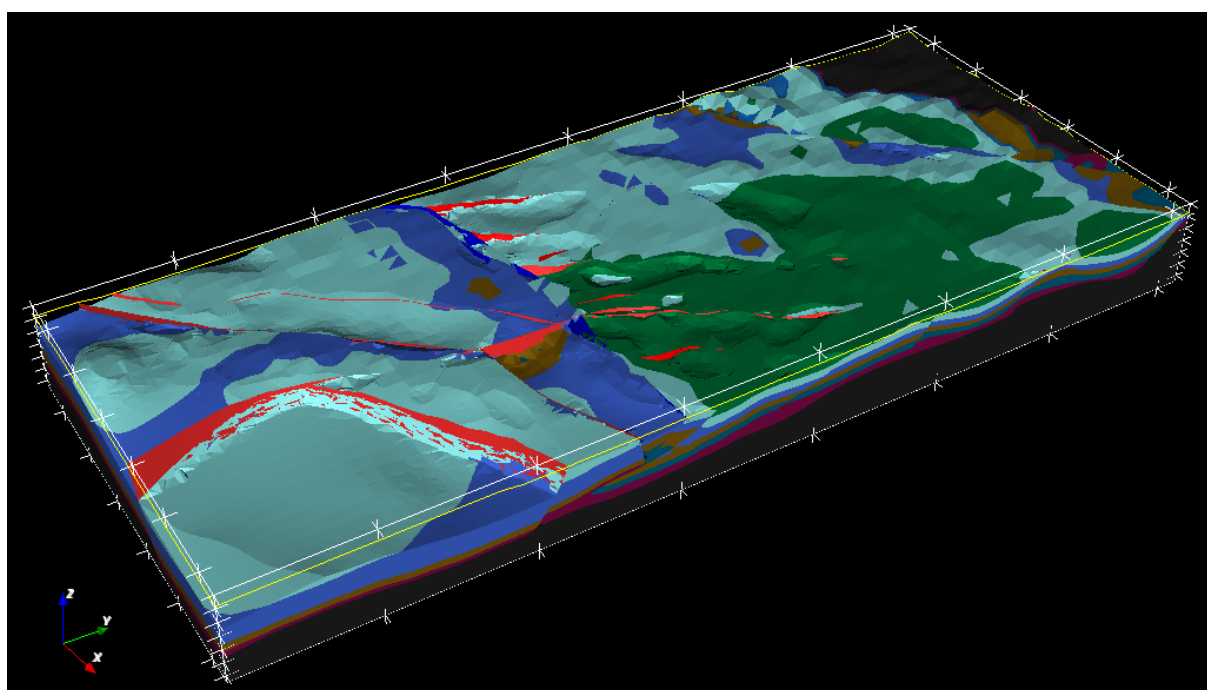
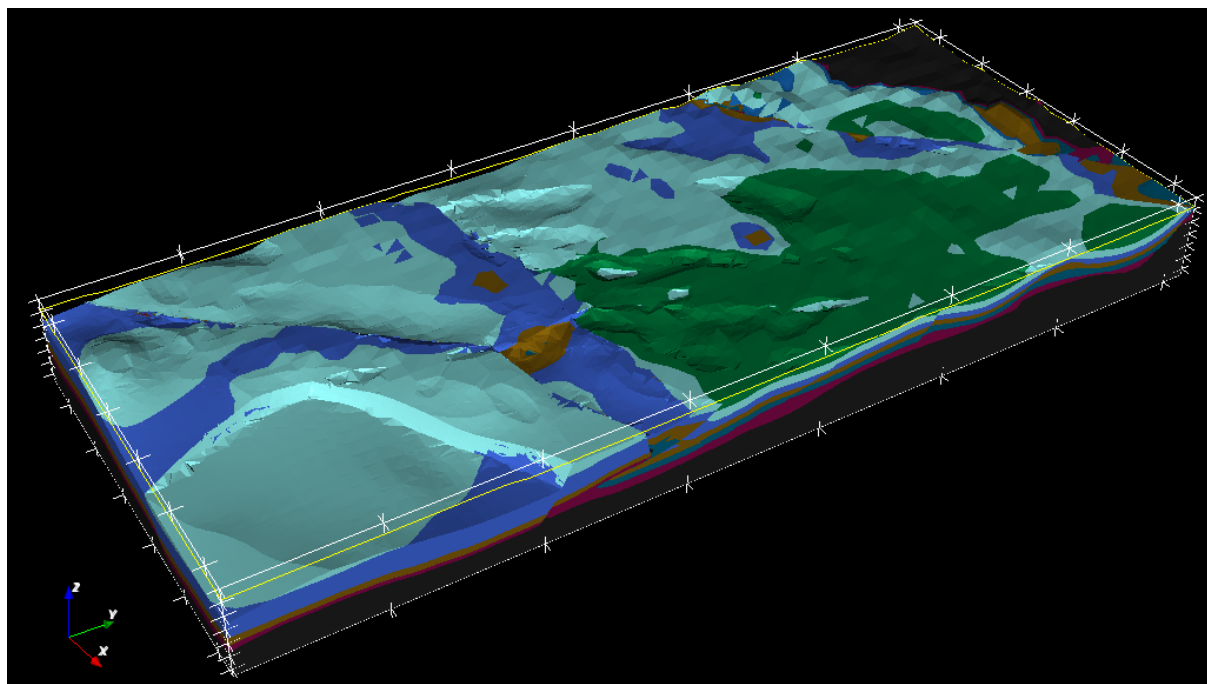
- Toutes les formations jusqu'à l'Oligocène



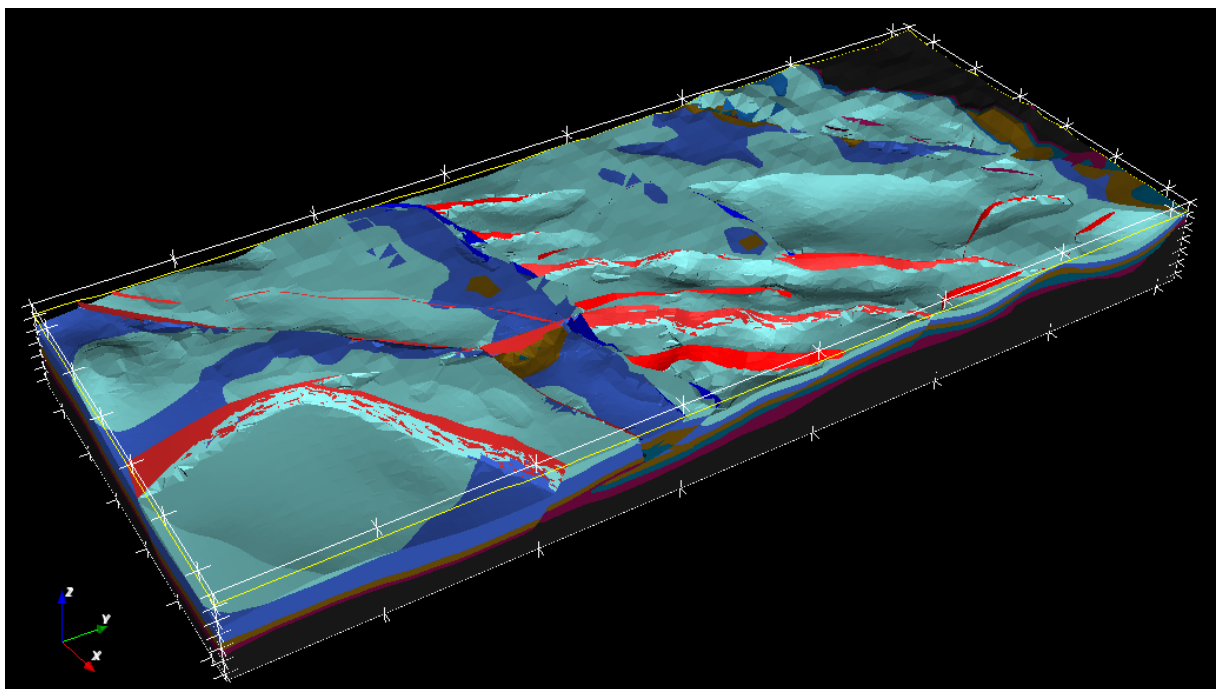
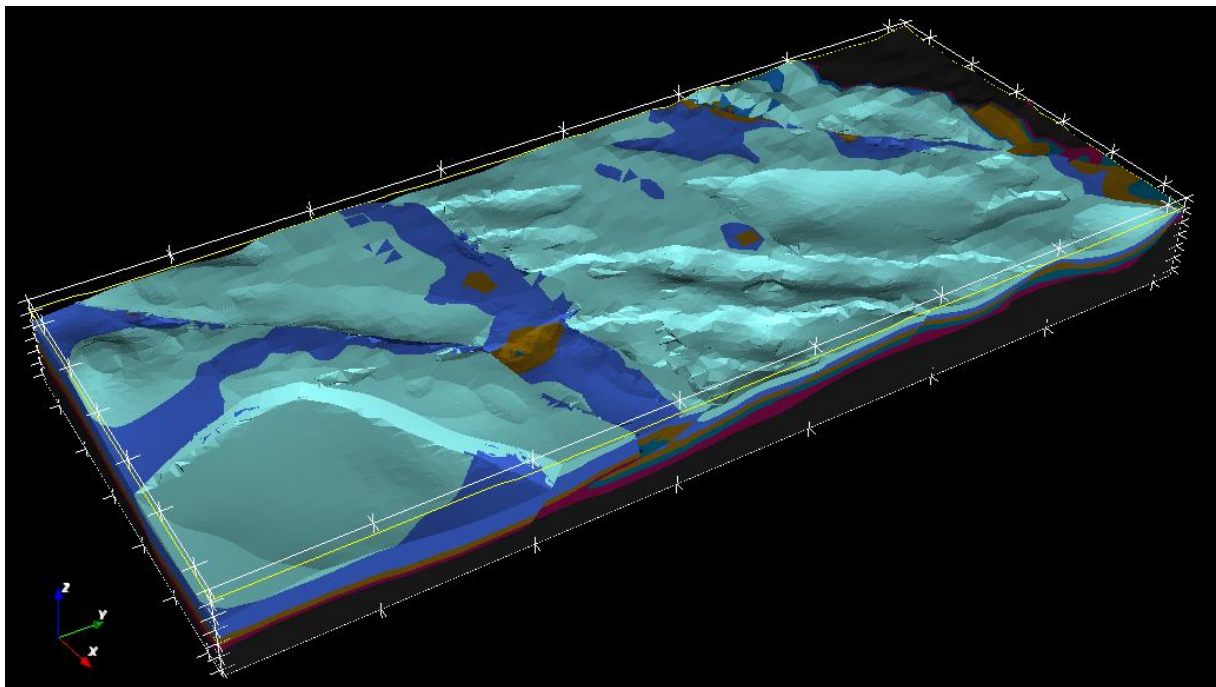
- Toutes les formations jusqu'à l'Eocène



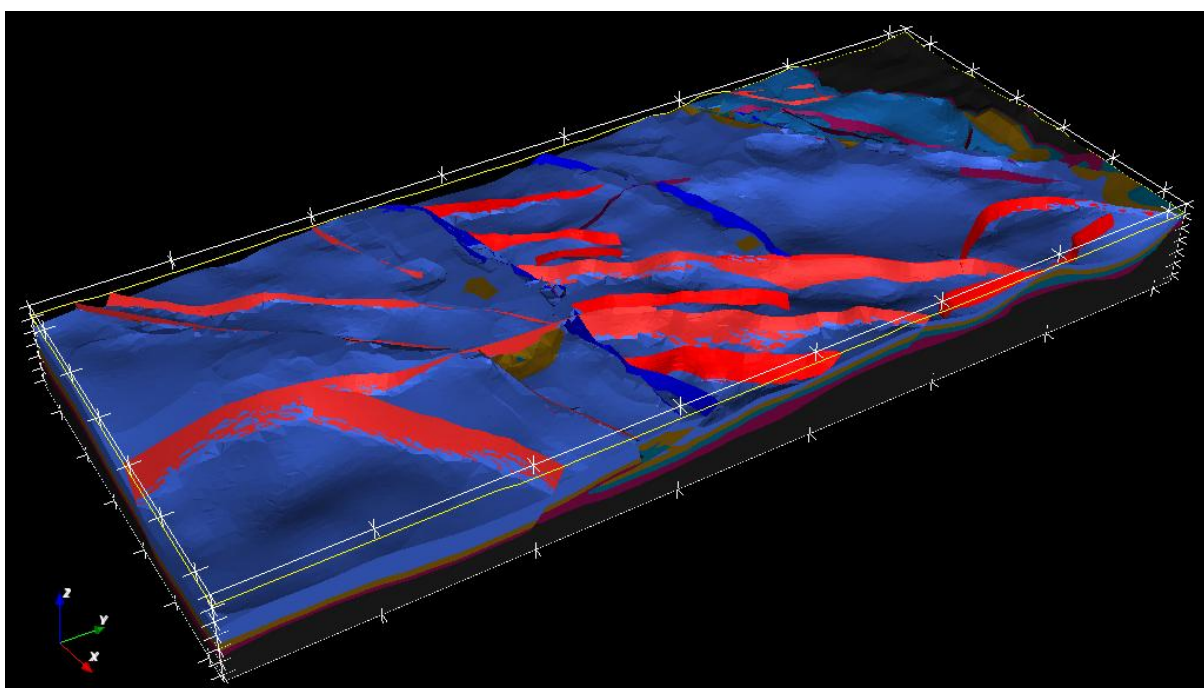
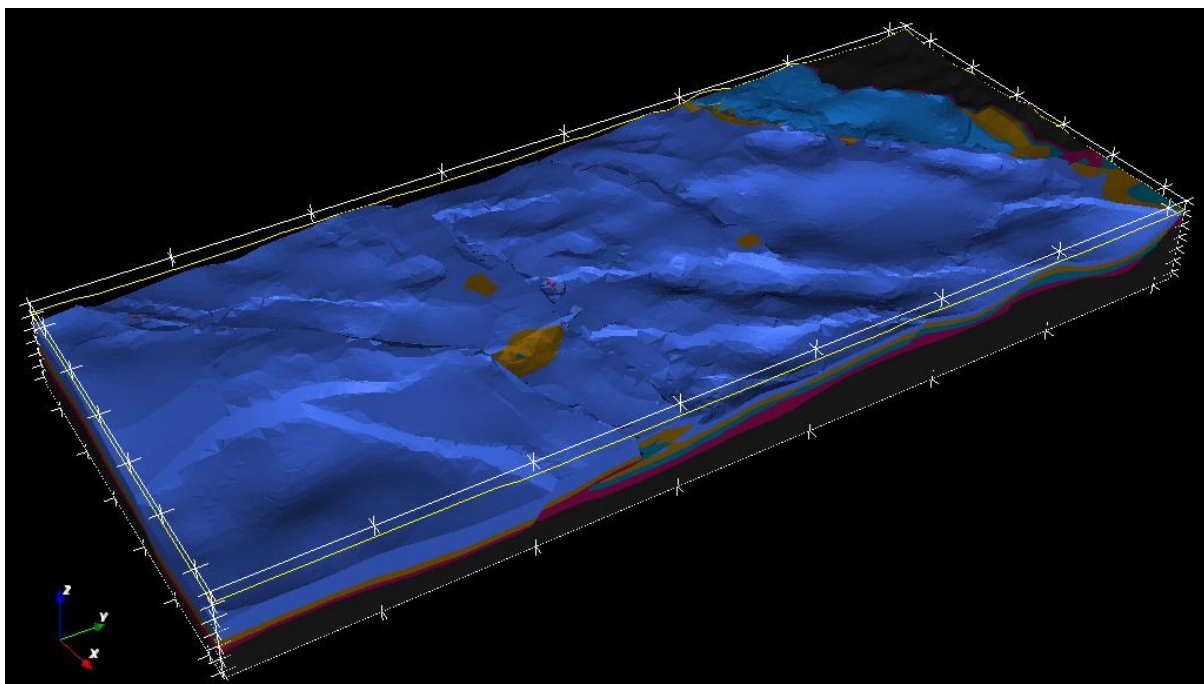
- Toutes les formations jusqu'au Néocomien



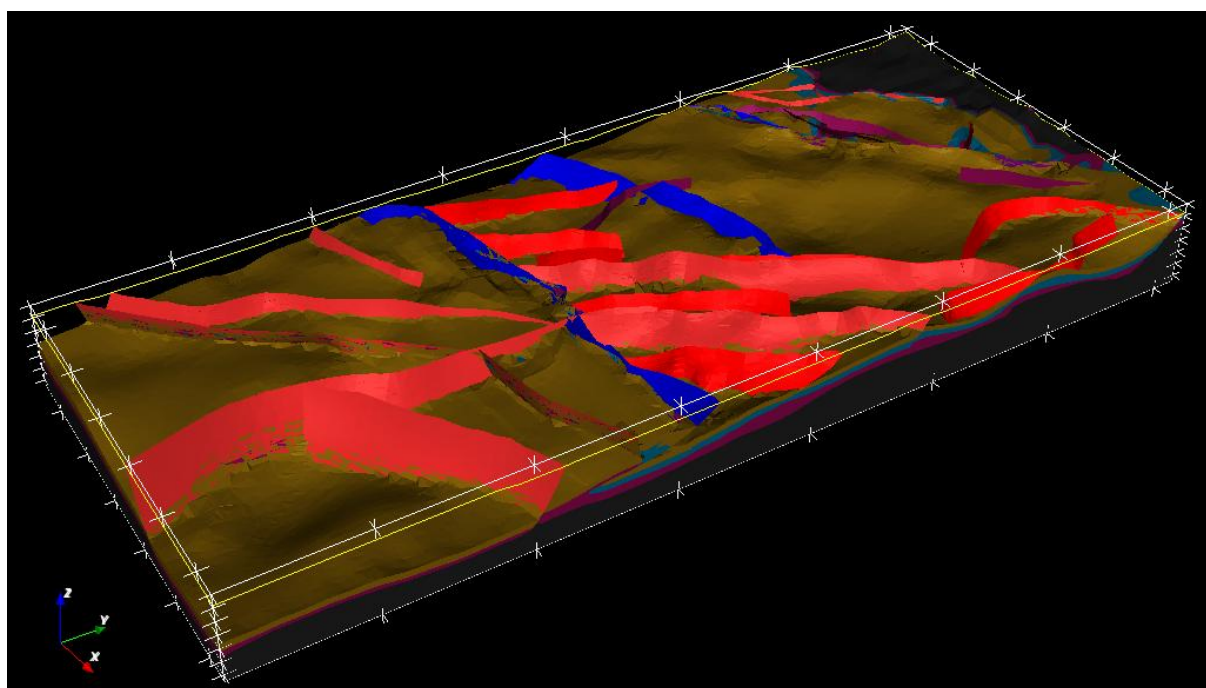
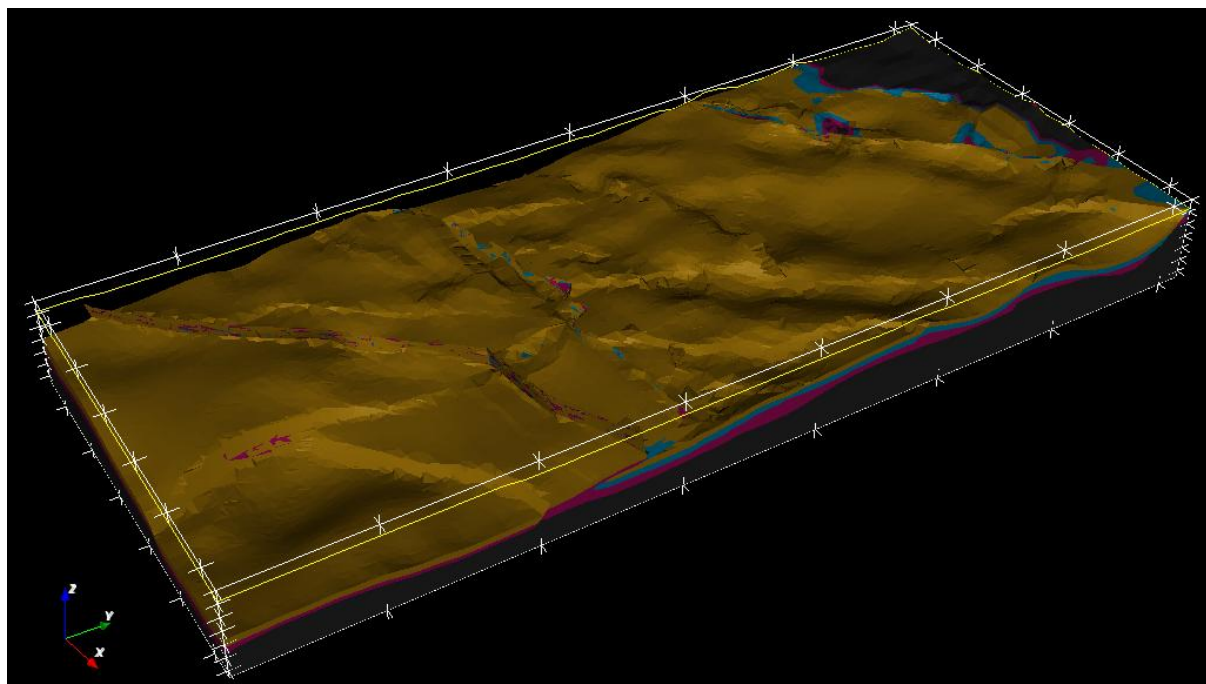
- Toutes les formations jusqu'au Malm



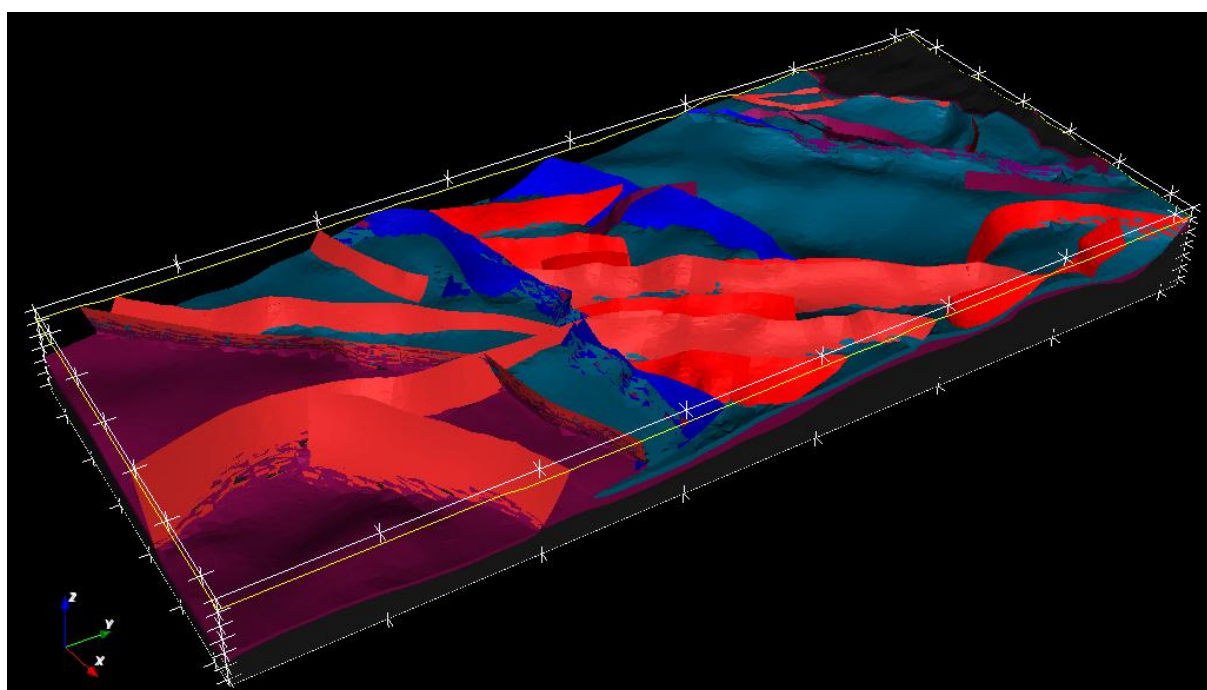
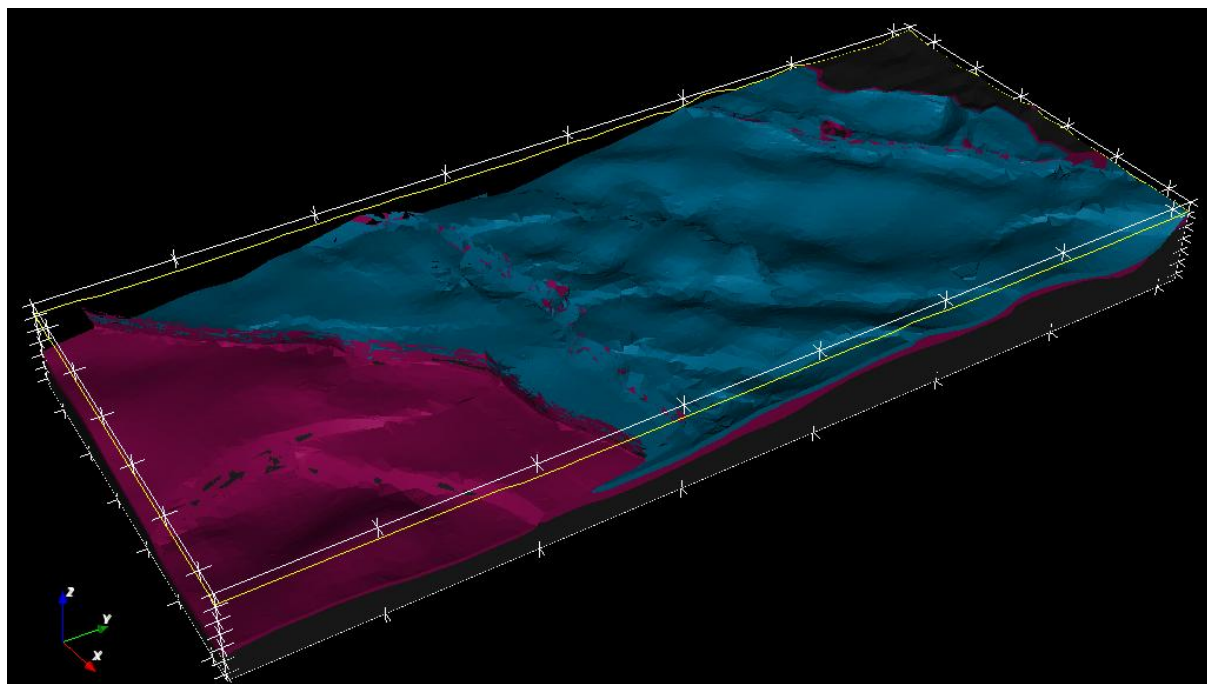
- Toutes les formations jusqu'au Dogger



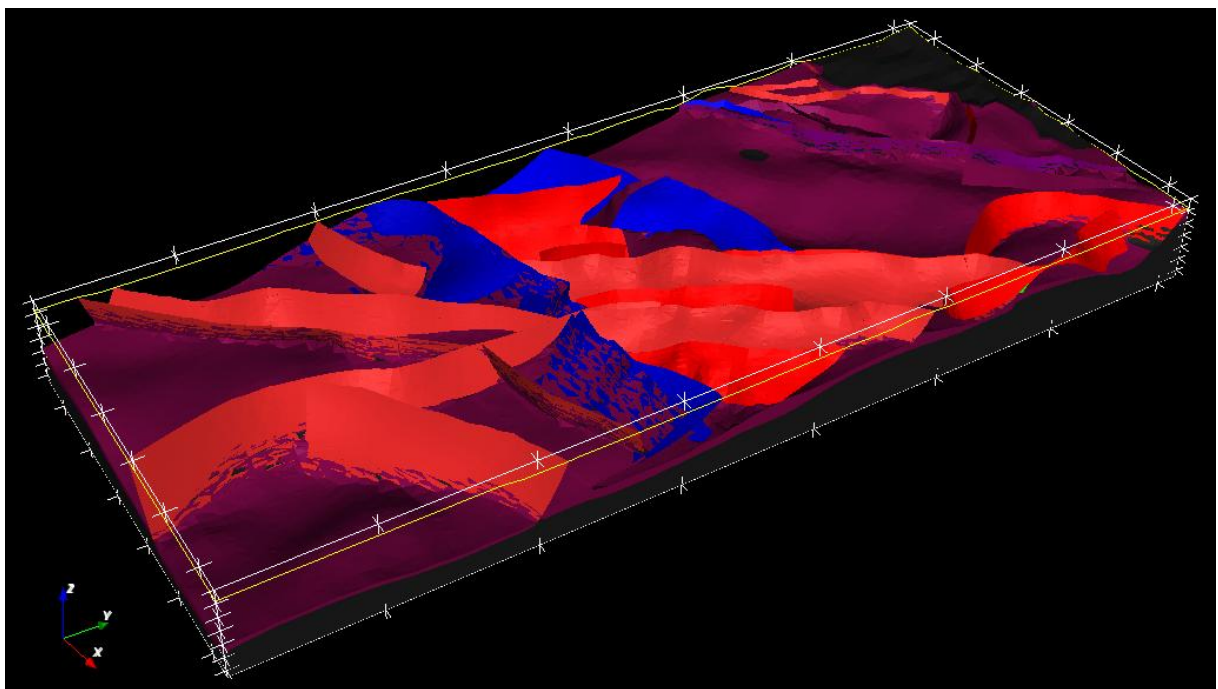
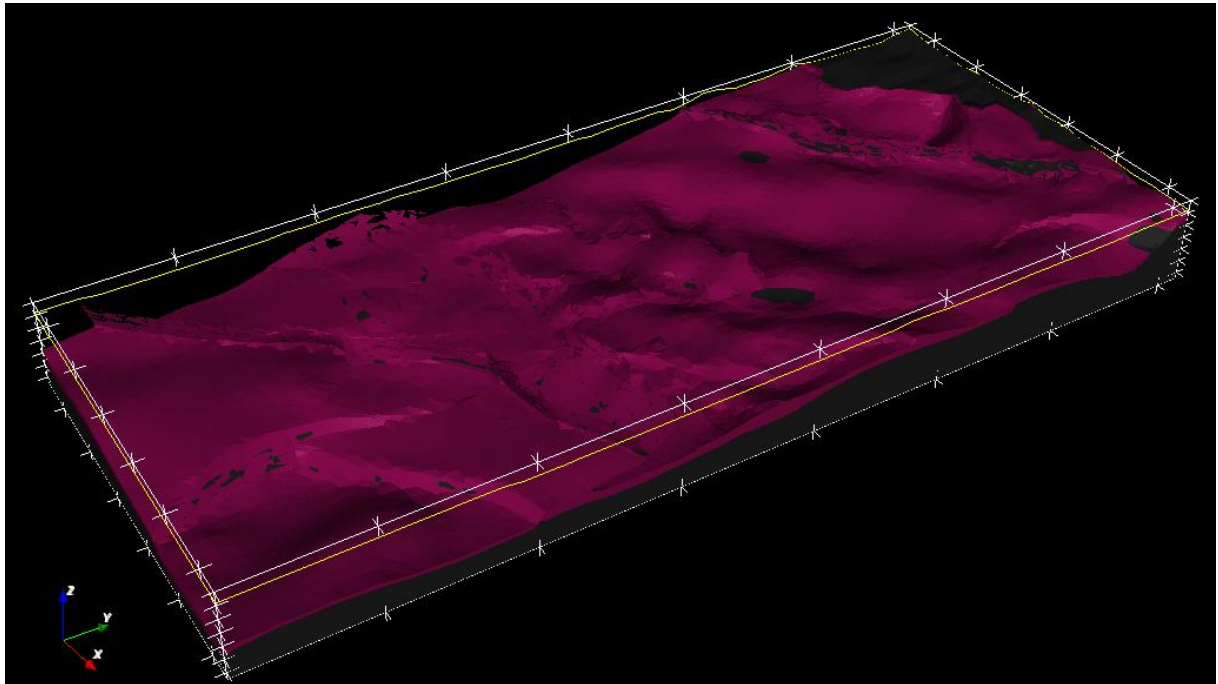
- Toutes les formations jusqu'au Lias Marneux



- Toutes les formations jusqu'au Lias Calcaire



- Toutes les formations jusqu'au Trias



ANNEXE 3. TABLEAU DES MESURES DE DENSITE POUR LA CALCUL DE L'INVERSION GRAVIMETRIQUE

Formations	Lithologie	Densités	Moyenne densité		Moyenne	Ecart type
			Echantillons	Forages		
Socle						
S1	dolomie	2,83	2,7		2,7	0,1
S2	granite	2,56				
S(CAS)	dolomie/calcaire/grès	2,7		2,7		
Trias						
T1	pelite	2,7	2,82		2,77	0,09
T2a	argiles bariolées	2,9				
T2b	argile bariolées	2,85				
T(SHF)	argile/anhydrite/dolomie/grès	2,71		2,69		
T(CAS)	argile/anhydrite/dolomie/silt	2,67				
Lias calcaire						
Lc1	calcaire	2,8	2,75		2,72	0,05
Lc2	calcaire	2,7				
Lc(SHF)	calcaire dolomitique	2,7		2,69		
Lc(CAS)	calcaire	2,68				
Lias marneux						
Lm1a	calcaire	2,78	2,69		2,69	0,16
Lm1b	marne	2,48				
Lm2a	marne	2,5				
Lm2b	marne	2,8				
Lm3a	calcaire argileux	2,92				
Lm3b	marne	2,5				
Lm4	marne	2,87				
Lm(SHF)	marnes et "schistes cartons"	2,69		2,69		
Lm(CAS)	Argile calcaire	2,68				
Dogger						
D1	calcaire	2,79	2,73		2,71	0,08
D2	calcaire	2,67				
D3	calcaire	2,8				
D4	calcaire	2,68				
D5	calcaire	2,73				
D(SHF)	calcaire argileux	2,68		2,64		
D(CAS)	calcaire et marnes	2,6				
Malm						
M1	calcaire	2,8	2,75		2,73	0,06
M2	calcaire	2,75				
M3	calcaire	2,7				
M4	calcaire	2,75				
M5	calcaire + veine calcite	2,76				
M(SHF)	calcaire	2,66		2,6		
M(CAS)	calcaire	2,66				
Néocomien						
N1	calcaire argileux	2,55	2,69		2,66	0,09
N2	calcaire gréseux	2,86				
N3	calcaire	2,72				
N4a	marno-calcaire	2,64				
N4b	calcaire	2,69				
N5	calcaire argileux	2,7				
N(SHF)	marno-calcaire	2,62		2,59		
N(CAS)	marno-calcaire	2,55				

Formations	Lithologie	Densités	Moyenne	Ecart type
Eocène_Palk				
EPK1	conгло	2,47	2,59	0,11
EPK2a	calcaire lutetien	2,68		
EPK2b	conгло bartonien	2,69		
EPK2c	marnes bartoniennes	2,37		
EPK3	clacaire	2,69		
EPK4a	calcaire	2,6		
EPK4b	marnes	2,53		
EPK5	calcaire eocène	2,68		
Pal_K				
PK1	grès fin	2,67	2,55	0,07
PK2	grès fin	2,55		
PK3	grès fin	2,48		
PK4	grès fin	2,51		
Oligocène				
O1	conгло	2,56	2,56	0,17
O2	conгло	2,64		
O3	conгло	2,69		
O4	conгло	2,68		
O5	conгло	2;24		
Miocène				
MIO1	calcaire coquiller	2,5	2,25	0,13
MIO2	grès grossier	2,2		
MIO3	grès grossier	2,14		
MIO4	grès de barre d'embouchure	2,24		
MIO5	grès	2,19		

ANNEXE 4. RECENSEMENT DES KARSTS PROFONDS DE LA REGION

nom	commune	X(lambill)	Y(lambill)	Z	Hauteur	alt. NGF)
Hérault						
aven de la Baraque	commune des Matelles	715888,278	1860890,874	227	-176	51
aven Barnabé	Commune de La Vacquerie et Saint-Martin de Castries	692323,250	1864929,383	642	-311	331
Gouffre de BEDELBOUR	Commune de Saint-Pons de THOMIERES-HERAULT	634353,055	1831964,895	326	-101	225
Grotte du Berdieu	Commune de CESSENON-HERAULT	640713,842	1832817,368	380	-92	288
Event de Bergougnous	Commune de Saint-Maurice - Navacelles	693029,527	1877054,646	402	-143	259
Aven du Bois de BOUISSE	Commune d'AVENE	661551,811	1864131,714	568	-153	415
Aven de BOUQUELAURE	Commune des RIVES-HERAULT	674155,492	1872217,390	756	-100	656
Foux de la BUEGES	Commune de Pégaïrolles de Buèges	701032,192	1868790,147	175	-111	64
AVEN de la COMBE du BUIS	Commune de Causse de la Selle	700606,225	1863071,810	196	-193	3
Boulidou du MAS de CAIROL	Commune de Villeveyrac	704199,685	1836605,953	95	-55	40
Event des CAMPS	commune du ROUET-HERAULT	718804,725	1868422,876	160	-71	89
Aven de la CAPITELLE	Commune de Saint-Guilhem le Désert.	698221,338	1864622,826	599	-407	192
Aven de Carteyral n°1	Commune de GORNIES-HERAULT	703798,440	1879285,012	395	-85	310
Boulidou de CAZILHAC	Commune de CAZILHAC-HERAULT	709823,571	1880752,513	160	-63	97
Gouffre des CENT FONTS	Commune du Causse de la selle	703659,746	1862794,693	91	-104	-13
Résurgence des CHATAIGNIERS	Commune de Saint-Martin de LONDRES	710502,673	1870189,635	120	-74	46
Rivière souterraine de la CLAPISSE	Commune d'AUMELAS	704463,884	1844779,372	273	-118	155
Boulidou de COUCOLIERES	Commune des Matelles	717550,594	1860361,342	133	-127	6
Event de la COUDOUILLIERE	Commune de Pégaïrolles-de-Buèges	700590,832	1868539,146	200	-103	97
Aven DIDIER	Commune d'AUMELAS	704035,733	1841073,595	279	-171	108
Baume du DUC	Commune de Saint-Etienne de Gourgas	684146,987	1865298,696	357	-85	272
Gouffre d'EUZEDES	Commune de RIOLS-HERAULT	641744,160	1833068,262	525	-170	355
Grotte-Résurgence des FONTANILLES	Commune de Puechabon.	703770,548	1860821,440	90	-101	-11
Exurgence de Gourneyras	Saint-Maurice-Navacelles-HERAULT	695370,349	1874423,539	248	-105	143
Résurgence de Gourneyrou	Saint Maurice-Navacelles-Herault	695992,341	1873322,584	245	-92	153
Rivière souterraine du Grand Bousquet	Commune de GORNIES-HERAULT	703307,352	1879705,326	460	-183	277
Grotte de Grenouillet	Commune de Gorniès	700817,867	1873766,804	330	-150	180

Source du Lamalou	Commune de Notre Dame de Londres-Hérault.	717723.367	1870344.867	196	-67	129
Affluent souterrain du LAMALOU	Commune de Saint-Martin de LONDRES	711714.893	1869729.371	128	-50	78
Aven des LAURIERS	Commune de LAROQUE-HERAULT	712807.731	1880644.619	218	-113	105
Rivière souterraine de LAVAL DE NIZE	Commune de LUNAS-HERAULT.	673081.324	1856566.525	397	-67	330
Aven de la LEICASSE	Commune de Saint-Maurice - Navacelles	698503.033	1869309.373	610	-354	256
Source du LEZ	Commune de Prades le lez	721638.743	1858552.288	64	-101	-37
Event de la LIQUISSE N°1	Commune de ROUET-HERAULT	719314.381	1871247.313	225	-86	139
Grotte du MAIRE	Commune de LAROQUE-HERAULT	712307.382	1880503.234	156	-52	104
Foux du MAS de DE BANAL	Commune de SAINT-BAUZILLE de PUTOIS-HERAULT	713691.039	1878121.312	440	-171,5	268,5
Event du Mas Neuf	Commune de GORNIES-HERAULT	701143.938	1879283.061	225	-56	169
Grand bouldou des MATELLES	Commune des Matelles.	717990.437	1860200.883	115	-123	-8
Trou fumant de L'OLIVIER	Commune de Moulès et Baucels-HERAULT	712263.726	1884358.097	267	-128	139
Système FOURMI-PERDREAU	Commune de Pégaïrolles de Buèges	700481.158	1868249.903	196	-60	136
Aven des PERTHUS	Commune des PLANS-HERAULT	673373.778	1862128.600	684	-140	544
Bouldou du Puits Batit	Commune du ROUET-HERAULT	720165.238	1870666.879	230	-55	175
Grotte-Exurgence des RESSECS	Commune de PUECHABON	702599.681	1860890.636	90	-112	-22
Grotte des ROSES	Commune de Castanet-le-haut	650731.831	1854202.555	640	-120	520
Aven du ROUET	Commune de ROUET-HERAULT	718924.884	1869364.934	207	-85	122
Calaven de la SEOUBIO	Commune de CLARET-HERAULT	721555.440	1871769.873	300	-55	245
Bouldou du SERGENT	Commune de Saint-Guilhem le Désert	698224.702	1859835.746	108	-102	6
Grotte du SERGENT	Commune de Saint-Guilhem le Désert.	698363.998	1861908.632	190	106	296
Grotte-Exurgence d'UGLAS	Commune de Saint-Martin de Londres.	708380.776	1869076.486	107	-70	37
Aven de la VAYSSIERE	Commune des RIVES-HERAULT	673443.753	1873779.020	750	-170	580
Exurgence de VEYRIERES	Commune de LUNAS-HERAULT.	671407.701	1858317.356	367	-167	200
Emergence de l'ABYSSE	Commune de Sète	708253.870	1827735.044	-31	-24	-55
Gard						
Source de MARNADE	Commune de Montclous-Gard	768200	1919023	88	-148	-60
Event de ROCALTE	Commune de BLANDAS-GARD	693817	1878049	375	-281	94
Event de ROGNES	Commune de MOLIERES-CAVAILLAC - GARD.	698890	1885609	545	-264	281
Event de la TUILEDE	Commune : Rogues - GARD	698025	1873704	253	-80	173
Foux de la VIS	Commune de VISSEC-GARD	692315	1878006	362	-80	282

Sources: <http://plongeesout.com/> ou

http://www.bdcavite.net/donnees_resultat.asp?DPT=34&COM=34284&TYP=aucun

RESUME

Cette étude s'inscrit dans un contexte de demande croissante en ressources en eau, conduisant à mieux contraindre et estimer la distribution des aquifères karstifiés qui représentent une ressource importante, notamment sur le pourtour méditerranéen. Le but de ce travail est d'élaborer une méthode prédictive de la distribution de la karstification et de l'épaisseur de massifs carbonatés karstifiés, notamment pour les karsts profonds. La méthodologie est développée à partir de l'étude des karsts de la plateforme carbonatée téthysienne du Languedoc montpelliérain; région qui a subi une histoire tectonique complexe et polyphasée, entraînant des phases de karstification successives. Elle est basée sur la compréhension des relations entre eustatisme, géodynamique et niveau de base, enregistrées par les paléokarsts de la région.

Le remplissage sédimentaire des paléokarsts permet d'identifier les épisodes de karstification et de les dater ; c'est un marqueur des variations -que l'on cherche à quantifier- du niveau de base local responsable de la formation et du comblement des karsts. On analyse 3 paléokarsts d'extension régionale dont on peut étudier : le remplissage karstique, la distribution le long de profils amont-aval et l'extension verticale indicatrice de l'amplitude de l'abaissement du niveau de base dont il est issu. On en déduit les causes géodynamiques à l'origine de leur formation:

- Le « paléokarst des bauxites » à remplissage caractéristique, résulte de l'évolution en 2 phases de « l'Isthme Durancien » : altération bauxitique de la couverture néocomienne sur le sud du Massif Central, liée à une inversion au Barrémien, suivi d'une surrection $\geq 1600\text{m}$ à l'Aptien-Albien, causant l'érosion des altérites en amont et le dépôt des bauxites détritiques en aval.
- Le « paléokarst à remplissage marin paléocène inférieur » indique des variations du niveau de base local $\geq 350\text{m}$ dans la zone amont sud-cévenole. On propose que ces variations de niveau de base d'amplitude très supérieures aux variations eustatiques et dans une zone faiblement déformée, résultent d'assèchements et d'ennoiements d'un bassin endoréique à seuil.
- Le « paléokarst à remplissage détritique d'origine cévenole », enregistre la chute du niveau de base au Serravalien-Tortonien, qui se traduit par l'incision de canyons dans l'arrière-pays de la marge du Golfe du Lion. On détermine une surrection de plus de 400 mètres à l'amont, près de 250m dans les blocs faillés intermédiaires et quelques dizaines de mètres dans la zone aval.

En parallèle, on établit la géométrie et la distribution actuelles des massifs carbonatés dans la zone d'étude (y compris sous couverture), en construisant un modèle géologique 3D, des Cévennes à la Méditerranée. On intègre les données de sismique réflexion, de forages et les données gravimétriques. La restauration tectonique séquentielle d'une coupe Nord-Sud extraite du modèle géologique permet d'appréhender la position des paléo-niveaux de base par rapport aux massifs carbonatés, pour chaque époque de karstification. On déduit l'organisation 3D des paléo-écoulements à travers la géométrie complexe des massifs carbonatés languedociens, notamment pendant l'évènement messinien.

En terme d'évaluation de la ressource en eau, on déduit que:

- Les surrections de l'arrière-pays (Crétacé « moyen », Miocène) produisent des karsts de grande amplitude, mais ne constituent pas de réservoirs significatifs.
- La karstification à l'origine de réservoirs exploitables importants et profonds est créée par l'assèchement de bassins endoréiques, qui ont affecté la région au Paléocène inférieur et au Messinien .
- Ces deux évènements sont à l'origine de deux principaux réservoirs karstiques profonds qui ont une signature gravimétrique : **(1)** En amont du chevauchement de Montpellier, entre le Pic Saint Loup, la faille des Matelles et le bassin de l'Hérault, le karst profond se développe sur une épaisseur atteignant 900m, et est attribuée à l'évènement du Paléocène. **(2)** Au Sud du chevauchement de Montpellier les karsts côtiers s'étendent jusqu'à plus de 10 km au large, scellés par une épaisse couverture Miocène et Plio-Quaternaire, et résultent de l'évènement Messinien.

Mots clefs: paléokarsts, remplissage sédimentaire karstique, niveau de base, géodynamique, endoréisme, modélisation géologique, restauration tectonique, réservoirs karstiques.